

Eindrapport

Nieuwe geologische 3D-modellen van en inzichten over het boven Westfaliaan en het bovenliggende Perm/Trias/Jura in Vlaanderen

Bernd Rombaut, Jef Deckers, Katrijn Dirix en Katleen Van Baelen

Studie uitgevoerd in opdracht van:
2020/RMA/R/2142



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 2013 tot 2018 werd, op vraag van het Vlaams Departement voor Omgeving van de Vlaamse Overheid, door VITO een nieuw 3D geologisch model opgesteld van de Vlaamse ondergrond, genaamd G3Dv3-model. Dit model omvatte het bereik van de Onder Paleozoïsche gesteenten in de diepe ondergrond tot en met de meest recente Quartaire sedimenten aan de oppervlakte, waartussen geologische eenheden, hoofdzakelijk formaties en vaak ook leden gemodelleerd werden. Voor het diepe, Paleozoïsche bereik was het detail kleiner dan formaties of leden, en werden enkel de grootste groepen gemodelleerd, namelijk Westfaliaan, Namuriaan, Dinantiaan en Devoon. Deze grote groepen omvatten vaak meerdere eenheden met verschillende lithologiën. Voor tal van diepe toepassingen, zoals geothermie, zijn echter modellen van nog meer gedetailleerde geologische eenheden noodzakelijk, tot op het niveau van formaties. Het Westfaliaan bestaat bijvoorbeeld onderin uit hoofdzakelijk kleisteen, centraal uit een afwisseling van kleisteen, zandsteen- en koollagen, en helemaal bovenin uit dominant zandstenen. Deze zandstenen bovenin het Westfaliaan zouden interessante reservoirs voor onder meer geothermie of CO₂-opslag kunnen vormen. Er zijn echter verschillende visies over de afzettingsgeschiedenis van deze lagen die in acht genomen moeten worden.

Het uitkarteren van deze zandstenen zou een beter inzicht kunnen geven in het potentieel van deze lagen in functie van geothermie of CO₂ opslag in de regio, maar zou ook tot extra inzichten kunnen leiden in de afzettingsgeschiedenis ervan.

Daarom werd vanaf 2019 gestart met de modellering van het boven Westfaliaan door VITO in opdracht van het Departement Omgeving van de Vlaamse Overheid. Hierin werden van oud naar jong de formaties van Flénu en Neeroeteren apart gemodelleerd. Deze modellen zijn - zoals het voorkomen van deze formaties - beperkt tot het oostelijke deel van Vlaanderen (provincie Limburg en uiterste oosten en noorden van provincie Antwerpen). In tegenstelling tot de oudere, onderliggende lagen van het Westfaliaan in het Limburgse mijngebied, werd het grootste deel van de Formatie van Flénu en de volledige Formatie van Neeroeteren niet ontgonnen bij gebrek aan steenkool. De lagen zijn daarom minder verkend. Het verticale bereik van deze formaties is gelegen tussen -350 m TAW in het Bekken van de Kempen en -4150 m TAW in de Roerdalslenk. Voor de opmaak van het model werd hoofdzakelijk gebruik gemaakt van boorgegevens en seismische data. Ook werden gegevens uit het mijngebied zoveel als mogelijk meegenomen. In het noordelijke voorkomen zijn er geen boorgegevens en is de seismische kwaliteit en bedekkingsgraad vaak beperkt, waardoor de modellen van het boven Westfaliaan in deze regio heel onzeker zijn.

Door de nieuwe interpretaties van deze eenheden, diende ook de G3Dv3-interpretaties en -modellen van bovenliggende lagen van het Permo-Trias en Jura lokaal aangepast te worden.

Begin 2020 werden de nieuwe modellen van de formaties van Flénu en Neeroeteren, alsook deze van het Permo-Trias en Jura, opgeleverd. Deze modellen vormen daarbij de meest gedetailleerde en up-to-date modellen van het boven Westfaliaan tot en met Jura in de Vlaamse ondergrond. Dit rapport beschrijft de methodiek voor de totstandkoming, de resultaten en nieuwe inzichten die voortvloeien uit deze nieuwe modellen.

INHOUD

Samenvatting	I
Inhoud	II
Lijst van tabellen	IV
Lijst van figuren	V
HOOFDSTUK 1. Inleiding	1
1.1. <i>Historiek, uitgangssituatie en probleemstelling</i>	1
1.2. <i>Doelstellingen en toepassingen</i>	1
1.3. <i>Begrenzingsen en detail van het model</i>	1
1.4. <i>geologische achtergrond</i>	2
1.4.1. <i>Klassieke lithostratigrafie</i>	4
1.4.2. <i>Alternatieve lithostratigrafie</i>	6
1.5. <i>Opbouw van het rapport</i>	8
HOOFDSTUK 2. Datavoorbereiding	9
2.1. <i>Inleiding</i>	9
2.2. <i>Boringen</i>	9
2.3. <i>Mijngegevens</i>	12
2.4. <i>Seismische data</i>	13
2.5. <i>Geologische modellen</i>	15
HOOFDSTUK 3. Werkwijzen en resultaten interpretaties boringen	16
3.1. <i>Werkwijze interpretatie boringen</i>	16
3.2. <i>Resultaten interpretaties boringen</i>	20
HOOFDSTUK 4. Werkwijzen en resultaten interpretaties seismiek	23
4.1. <i>Werkwijze interpretatie seismiek</i>	23
4.1.1. <i>Algemene werkwijze</i>	23
4.1.2. <i>Werkwijze in gebieden met geen of beperkte boorinformatie</i>	27
4.1.3. <i>Onzekerheid op interpretaties</i>	30
4.2. <i>Resultaten interpretaties seismiek</i>	31
4.2.1. <i>Intra-Westfaliaan seismostratigrafie</i>	32
4.2.2. <i>Seismostratigrafie top Westfaliaan</i>	37
4.3. <i>Interpretaties nieuwe breuken</i>	42
HOOFDSTUK 5. Werkwijzen en resultaten modellering	44
5.1. <i>Modellering in tijd</i>	44
5.1.1. <i>Breukenmodellering in tijd</i>	44

5.1.2.	Horizonmodellering in tijd _____	45
5.2.	<i>Tijd-diepteconversie en afwerking van de modellen</i>	46
5.2.1.	Tijd-diepteconversie Horizons _____	46
5.2.2.	tijd-diepteconversie Breuken _____	47
5.3.	<i>Resultaten modellen in diepte</i>	48
5.3.1.	Formatie van Flénu _____	49
5.3.2.	Formatie van Neeroeteren _____	54
5.3.3.	Permo-Trias _____	57
5.3.4.	Jura _____	60
HOOFDSTUK 6.	Nieuwe inzichten _____	64
6.1.	<i>Nieuwe inzichten syn-sedimentaire Bekkendynamiek</i>	64
6.2.	<i>Nieuwe inzichten sedimentologie</i>	69
6.3.	<i>Nieuwe inzichten post-depositionele vervorming</i>	70
6.4.	<i>Nieuwe inzichten gerelateerd aan aangepaste interpretaties en modellen Permo-Trias en Jura</i>	72
6.4.1.	Interne onlap in Permo-Trias en Jura op seismische data stellen “interbed-multiples” voor	72
6.4.2.	Slechts één vervolgbare hoekdiscordantie onder deze van de basis Krijtgroep	73
6.4.3.	Subtiële zuidwaartse verdunning van Permo-Trias sedimenten, geen onlap tegen top Carboon	75
6.4.4.	Geen breukenactiviteit tijdens het vroege Trias: Ellikom Graben (zie Figuur 20).	75
6.4.5.	Vorming van rollover anticlines met collapse grabens als mechanisme _____	77
HOOFDSTUK 7.	Conclusies en aanbevelingen _____	79
7.1.	<i>Conclusies</i>	79
7.2.	<i>Aanbevelingen</i>	81
Literatuurlijst	_____	82
Bijlage A	_____	88

LIJST VAN TABELLEN

- Tabel 1. Klassieke lithostratigrafische indeling van het Westfaliaan in België volgens Delmer et al. (2001). 4
- Tabel 2: Overzicht van de gebruikte seismische campagnes, hun beoogd dieptebereik, hun kwaliteit voor het Westfaliaan en voor de interpretatie van welke eenheden ze gebruikt werden. ____ 14
- Tabel 3: Overzicht van geïnterpreteerde gidslagen en de lithostratigrafische eenheden waartoe ze behoren. De vulkanische aslagen die vervolgbaar zijn over het gehele studiegebied werden onderlijnd. De interpretaties van gidslagen binnen de Formatie van Neeroeteren zijn beperkt tot enkele boringen en werden niet verder gebruikt voor deze studie waardoor ze niet in deze tabel zijn opgenomen. _____ 19
- Tabel 4: Weergave van de lithostratigrafische grenzen en/of gidslagen die seismisch geïnterpreteerd werden. In de rechterkolom is het seismisch facies van deze lagen weergegeven langsheen twee boringen, namelijk boring Opglabbeek-Nieuwe Kempen onderaan en boring Neerglabbeek bovenaan (zie Figuur 5 voor locatie). _____ 25
- Tabel 5: Overzicht van de gemodelleerde eenheden met bijhorende codes. 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"). _____ 49

LIJST VAN FIGUREN

- Figuur 1: Overzicht van het Bekken van de Kempen (met daarin de Roerdalslenk) met subcropgrenzen van de grote Paleozoïsche eenheden volgens het G3Dv3-model en de onderverdeling in het onder en boven Westfaliaan volgens deze studie. _____ 2
- Figuur 2: Schematische weergaven van de paleogeografische evolutie en mineralogie in het Westfaliaan C en D (uit Bertier et al., 2008). _____ 5
- Figuur 3. Conceptueel NW-ZO profiel van het oost/zuidoostelijk Bekken van de Kempen uit Van Tongeren en Hildenbrand (2005). _____ 7
- Figuur 4. Samengestelde chrono- en lithostratigrafie van het Belgische boven Westfaliaan (naar Delmer et al., 2001 en aangepast door Van Tongeren, 2011). _____ 8
- Figuur 5: Overzicht van de locatie van de boringen die gebruikt werden voor deze studie. De boringen met een specifieke vermelding in dit rapport zijn genummerd en in bijhorende tabel weergegeven. Daarnaast zijn ook de geïnventariseerde seismische lijnen (inclusief in Nederland) en de mijnpanelen weergegeven. _____ 10
- Figuur 6: Een uitsnede uit de tabel met de boorgegevens. Per lijn is een boring weergegeven en de attributen die erbij horen in de verschillende kolommen. _____ 11
- Figuur 7: Voorbeeld van een correlatiepaneel tussen boringen in GOCAD. Een selectie van boringen wordt naast elkaar weergegeven met hun hoofdlithologie, interpretaties van lagen en eventuele boorgatmetingen. Het paneel werd geijkt op de interpretatie van de geel aangeduide laag. _____ 12
- Figuur 8: Overzicht van de verschillende seismische campagnes die gebruikt werden voor de opmaak van de modellen. Let op de beperkte seismische bedekking in het noorden. Als aanvulling, werd net over de grens van Vlaanderen ook Nederlandse seismische data gebruikt. _____ 14
- Figuur 9: Overzicht van correlaties van vulkanische aslagen binnen West-Europa (Burger, 1985) _ 17
- Figuur 10: Een uitsnede uit de tabel met de boorinterpretaties. Elke rij stelt een interpretatie van een laag/grens of breuk voor. De kolommen duiden op de gegevens die allemaal verzameld werden per interpretatielij. _____ 20
- Figuur 11: Diktes afgeleid uit boringen (blauw: volledig; rood onvolledig) voor het Lid van Meeuwen (A), Lid van Wasmes (B), Neerglabbeek A (C), Neerglabbeek B (D), Neerglabbeek C (E), Formatie van Neeroeteren (F). Opvallend is de sterke verdunning richting het noordwesten voor het Lid van Meeuwen tot Neerglabbeek B. Op elke figuur is het verloop van het betreffende correlatiepaneel voor deze eenheden uit Bijlage A weergegeven. _____ 21
- Figuur 12: Het gebruik van mijnpanelen en boringen als steun voor het uitvoeren van seismische interpretaties. Links zien we een bovenaanzicht van berekende tijdsdieptes van de basis van de Formatie van Flénu op basis van mijnpanelen (blauwe vierkanten) en een boring (gele cirkel) naast de beschikbare seismische lijnen. Rechts zien we hoe diezelfde tijdsdieptes van de mijnpanelen samen met de dieptes uit de boring (bleekblauw is basis Krijt, einddiepte bereikte net de basis van de Formatie van Flénu) gebruikt kunnen worden om de snijdende seismische lijnen te interpreteren. _____ 24
- Figuur 13: Voorbeeld van de interpretatie van lijn 9 uit de Leopoldsburg campagne op basis van de nabijgelegen boring Lommel-Kerkhoven (DOV-proefnummer: kb17d47w-B262) met erop aangegeven interpretaties van binnen het Westfaliaan en de top ervan in tijd (voor locatie, zie Figuur 16). Let ook op de schijnbare onlap van reflectoren in het Perm/Trias. Dit stellen interbed multiples voor van de bovenliggende basis van de Krijtgroep in het transparante deel van het Perm/Trias (Formatie van Buntsandstein) bovenop de minder transparante onderkant van het Perm/Trias (Formatie van Helchteren en Lid van Gruitrode van de Formatie van Buntsandstein). Opvallend is ook de afsnijding van het Permo-Trias richting het westen, _____

- hetgeen vergelijkbaar is aan de afsnijding ten westen van het Lineament van Donderslag. Dit is ook terug te zien in de voorkomingsgrens van de Formatie van Flénu op Figuur 16. _____* 26
- Figuur 14: Projectie en vergelijking van seismisch facies van een lijn van de VITOLIM-campagne binnen de Roerdalslenk (links) met een lijn van de Neeroeteren-Rotem campagne in het Bekken van de Kempen (rechts; voor locatie, zie Figuur 16). In tegenstelling tot de VITOLIM-campagne, is er wel een goede controle op de interpretaties van de lijnen van de Neeroeteren-Rotem campagne door tal van boringen die deze laatste lijnen snijden. Daarom kan een projectie van het seismisch beeld met interpretaties vanuit de Neeroeteren-Rotem campagne helpen om de VITOLIM-campagne te interpreteren. Het blauwe kader toont het interval van sterke reflecties (ten gevolge van de aanwezigheid van dikkere zandsteencomplexen) bovenin het Lid van Neerglabbeek dat door diens continuïteit de beste overeenkomst geeft tussen beide seismische lijnen. _____
- Figuur 15: Aanduiding van de drie gebieden in het voorkomen van het boven Westfaliaan met verschillende onzekerheden van interpretaties. In het gebied 1 zijn er veel boringen aanwezig en is er een goede seismische bedekking, waardoor deze het zekerste is. In gebied 2 zijn er weinig boringen, maar wel goed kwalitatieve seismische data, waardoor deze al meer onzeker is dan gebied 1. In gebied 3 zijn er geen boringen binnen Vlaanderen en is de kwaliteit van de seismiek meestal slecht, waardoor hier de grootste onzekerheid op interpretaties heerst. __
- Figuur 16: Het zuidoostelijke studiegebied met aanduiding van de locatie van de seismische lijnen en figuren die ervan gemaakt werden voor deze studie. Verder zijn ook enkele belangrijke breuken uit het G3Dv3-model weergegeven, de boringen die het boven Westfaliaan aanboren, boring Nederweert (NDW) en de belangrijkste lineamenten (DL= Lineament van Donderslag; GL= Lineament van Gruitrode). BH= Hoog van Bree; EG= Ellikom Graben; RDS = Roerdalslenk.
- 32
- Figuur 17: Seismische secties van lijnen uit de Zwartberg-Opglabbeek campagne die geïnterpreteerd werden voor het boven Westfaliaan, de basis Permo-Trias en basis van de Krijtgroep (voor locatie, zie Figuur 16). Let op de min of meer geleidelijke verdunning van de verschillende eenheden binnen de Formatie van Flénu in noordwestelijke richting in de secties A en B. Sectie C staat hier loodrecht op, en toont geen belangrijke dikteveranderingen (over breuken). Mogelijke seismische expressies van geulstructuren zijn aangeduid op sectie A. Tevens is hier een goede controle op de seismische interpretaties door de aanwezige boringen: 1 = kb26d63w-B218 (BGD : 063W0215); 2 = kb26d63e-B228 (BGD : 063E0221); 3 = kb26d63e-B233 (BGD : 063E0226); 4 = kb26d63e-B231 (BGD : 063E0224); 5 = kb26d63e-B203 (BGD : 063E0200); 6 = kb26d63e-B225 (BGD : 063E0218). _____
- Figuur 18: Geïnterpreteerde seismische sectie van lijn 7 van de Meeuwen-Hechtel campagne (voor locatie, zie Figuur 16). Links is de (noord)oostelijke, meest steile flank van de Anticline van Donderslag aangegeven bovenop een blinde breuk (streepjeslijn). Het Lid van Meeuwen (Formatie van Flénu) alsook het Lid van Eikenberg (Formatie van Charleroi) verdwijnen richting het zuidwesten op deze flank. Rechts zien we het Permo-Trias verschijnen aan boring Meeuwen-Gestel (kb26d63w-B8). Dit is een van de twee boringen waarvoor de interpretatie van het Westfaliaan C is herzien op basis van de seismische interpretaties. De initiële interpretatie van de basis van het Lid van Meeuwen lag in deze boring 100 meter of ongeveer 60 milliseconde dieper. Op basis van rondom liggende boringen, waarvan de interpretaties veel betrouwbaarder zijn, was het echter niet mogelijk om de seismische interpretaties rond te correleren naar de afgeleide tijds waarde van deze boring. Op basis van de beperkte boorbeschrijving, waarin enkel klei-silt-zand opeenvolgingen beschreven zijn en geen sprake is van gidslagen, was het perfect mogelijk om deze interpretatie te herzien. _____
- Figuur 19: A) Geïnterpreteerde seismische sectie van lijn 10 van de Meeuwen-Bree campagne, die bijna loodrecht op de as van de Anticline van Gruitrode loopt en dus mooi de structurele complexiteit ervan weergeeft onder de basis van het Perm/Trias (voor locatie, zie Figuur 16). Uiterst links zien we een belangrijke opschuivingsbreuk (Breuk_182), die doorheen de

zuidflank van deze anticline is gebroken. Boring Gruitrode (DOV-proefnummer: kb18d48w-B186) penetreert de top van de anticline. Aan de noordflank van de anticline zijn ook nog twee mogelijke opschuivingsbreuken geïnterpreteerd waarvan de grootste en meest linkse ook op lijn 5 is geïnterpreteerd in Figuur 20. Volledig rechts op de lijn zien we de normaalbreuk die de Ellikom Graben begrenst naar het oosten toe. De snijding met lijn MB8205 van Figuur 20 die over de Ellikom Graben zelf loopt is eveneens aangegeven. B) Interpretatie van dezelfde seismisch sectie (zwarte kader op sectie A) door Rossa uit Dusar et al. (1987). De locatie en polariteit van het "Gruitrode lineament" volgens deze laatste studie komt goed overeen met de locatie en polariteit van de opschuivingsbreuk volgens de huidige studie. 41

- Figuur 20: Seismische sectie van lijn 5 van de Meeuwen-Bree campagne (voor locatie, zie Figuur 16). Deze sectie zit net aan de (noord)westkant van de Anticline van Gruitrode, waarbij uiterst links nog de kleinere opschuivingsbreuk te zien is die doorheen de flank met het minste verzet loopt. De snijding met lijn MB8210 van Figuur 19A is aangegeven die over de Anticline van Gruitrode zelf loopt. Centraal is de Ellikom Graben te zien (tussen de meest linkse en meest rechtse normaalbreuken), waarbinnen onder de basis van het Perm/Trias ook een kleine anticlinale structuur zichtbaar is. In het Perm/Trias zelf zijn dan weer talrijke "interbed multiple reflecties" te zien. In deze graben is ook boring Luttelmeeuwen (DOV-proefnummer: kb18d48w-B173) weergegeven, dewelke 227 m Trias heeft aangeboord en eindigt in de Formatie van Buntsandstein (zie paragraaf 6.4.2). De G3Dv3-interpretaties van de basis Permo-Trias zijn ook weergegeven, alsook de intervallen binnen het Trias met opvallend sterke reflectiviteit (zie paragraaf 6.4.2). _____ 43
- Figuur 21: Overzicht van de nieuwe gemodelleerde breuken (rode lijnen) naast deze die overgenomen werden vanuit het G3Dv3-model (blauwe lijnen). De breuklijnen zijn deze afkomstig van de snijding met de basis van de Formatie van Flénu. De nummers van de breuken stemmen overeen met deze zoals in de tekst hierboven besproken. De overschuivingsbreuk die de Anticline van Gruitrode in het zuidoosten begrenst, is via een rode streepjeslijn aangegeven. _____ 45
- Figuur 22: V0-kaart voor het Westfaliaan-Namuriaan rekening houdende met gekende begravingsanomalieën uit boringen (uit Deckers et al., 2019). _____ 47
- Figuur 23: VOXET met instantane snelheden begrensd door de verschillende eenheden waarvoor V0-kaarten en k-waardes zijn bepaald (uit Deckers et al., 2019). _____ 48
- Figuur 24: Dieptebereik van de basis van de Formatie van Flénu in Vlaanderen. _____ 50
- Figuur 25: Diktekaart van de Formatie van Flénu met daarop het voorkomensgebied van de Formatie van Neeroeteren en het Perm/Trias weergegeven. De breuken die de basis van de Formatie van Flénu doorsnijden en de Lineamenten van Donderslag (zuidelijk) en Gruitrode (noordelijk) die het diktepatroon beïnvloeden, zijn weergegeven. _____ 51
- Figuur 26: Diktekaart van de Formatie van Flénu ingezoomd op het gebied rond de Anticline van Gruitrode die links op de figuur is aangegeven en gekenmerkt wordt door een sterke verdunning van de Formatie van Flénu. _____ 52
- Figuur 27: Een vergelijking van het voorkomen van de Formatie van Flénu volgens deze studie en die volgens Langenaeker (2000). _____ 53
- Figuur 28: Dieptebereik van de basis van de Formatie van Neeroeteren in Vlaanderen. _____ 54
- Figuur 29: Diktekaart van de Formatie van Neeroeteren in Vlaanderen met in het westen diens begrenzing aan de Anticline van Gruitrode. 1 = boring Bree (DOV-proefnummer: kb18d48w-B193). Het voorkomen van het Perm is ook weergegeven om te verduidelijken waar de dikte van de Formatie van Neeroeteren enkel geaffecteerd wordt door de vervormingsfase tussen het Stefaniaan en het midden Perm. _____ 56
- Figuur 30: Een vergelijking van het voorkomen van de Formatie van Neeroeteren volgens deze studie en die volgens Langenaeker (2000). 1 = boring Bree (DOV-proefnummer: kb18d48w-B193), net ten noorden van de Anticline van Gruitrode gelegen. _____ 57

- Figuur 31: Dieptebereik van de basis van het Permo-Trias in Vlaanderen. _____ 58
- Figuur 32: Diktekaart van het Permo-Trias waarop eveneens het voorkomengebied van het Jura is weergegeven om duidelijk te maken waar het complete Permo-Trias aanwezig is. De Ellikom Graben (EG) in het Bekken van de Kempen, waar het Permo-Trias lokaal bijna volledig aanwezig is, en antithetische Breuken van Siemkensheuvel en Wurfeld (SB en WB) in de Roerdalslenk, waar in de footwall het Permo-Trias dun wordt en lokaal zelfs volledig verdwijnt, zijn aangeduid. _____ 59
- Figuur 33: Een vergelijking tussen het nieuwe voorkomen van het Permo-Trias en deze van het G3Dv3-model. Let op de uistulping in het zuidwesten, die in het nieuwe voorkomen verdwenen is. Alle andere aanpassingen in het voorkomen zijn subtiel. _____ 60
- Figuur 34: Dieptebereik van de basis van het Jura in Vlaanderen. Let ook op de anticlinale assen die het voorkomen en de diepte van het Jura in grote delen van de Roerdalslenk bepalen. In de hangingwall van de Breuken van Grote Brogel (GGB) en Neeroeteren (NB) komt hierdoor lokaal nog Jura voor. De locaties van de twee boringen die het Jura aanboren in de Roerdalslenk zijn ook weergegeven; 1 = boring Neeroeteren met DOV-proefnummer kb26d64w-B221; 2 = boring Molenbeersel met DOV-proefnummer: kb18d49w-B226). _____ 61
- Figuur 35: Diktekaart van het Jura in Vlaanderen. De anticlinale structuren in de hangingwall van de randbreuken van de Roerdalslenk hebben een sterk effect op de dikte van het Jura. Zo heb je een beperkte dikte en veelal afwezigheid van het Jura in de zuidwestelijke flank van de anticlines en een sterk toenemende dikte in de noordoostelijke flank van de anticlines. ____ 62
- Figuur 36: Een vergelijking tussen het nieuwe voorkomen van het Jura met dat van het G3Dv3-model. Hierbij valt op dat in het noordwesten van de slenk substantiële verschillen optreden, waarbij de nieuwe voorkomingsgrens in dit gebied is opgeschoven in noordwestelijke richting, en het Jura dus een minder uitgebreid voorkomen heeft in deze hoek dan in het G3Dv3-model. 63
- Figuur 37: Typische elementen bij een voortschrijdend gebergtefront, zoals het Variscische front, en het bijhorende voorlandbekken systeem (DeCelles & Giles, 1996) _____ 65
- Figuur 38: A) Overzichtskaart die het hypothetische model weergeeft van het noordwaarts voortschrijdende Variscische front met bijhorend voorlandbekkensysteem vanaf het laat Westfaliaan A tot laat Westfaliaan C van het studiegebied en de regio hierrond. De tijdslijnen van de locatie van de "forebulge" zijn afkomstig uit Drodzewski & Wrede (1994), de tijdslijnen van het voortschrijdende Variscisch front en deze van de locatie van de grote overschuivingsbeuken uit Plesch & Oncken (1999). De dikte van het onder en boven Westfaliaan C uit boringen is gebaseerd op Bless et al. (1977), Bless et al. (1980), Fiebig and Groscurth (1984) voor het Roerbekken, van Amerom en van Tongeren (2002) voor de boring Kemperkoul in Nederlandse Limburg en deze studie voor de boringen in het zuidoostelijke Bekken van de Kempen. De strekking van de "forebulge" gedurende het laat Westfaliaan A en vroeg Westfaliaan B (Drodzewski, 1993) is geëxtrapoleerd naar en voorbij het studiegebied ongeveer parallel aan de tijdslijnen van het Variscisch front. Daarna is de ligging van deze "forebulge" ook geëxtrapoleerd naar het noordwesten om zijn voortschrijdende positie te reconstrueren gedurende het Westfaliaan C. Op basis van de dikte van het Westfaliaan C in het studiegebied en deze in boring Rijsbergen uit Bless et al. (1977) situeerde de "forebulge" zich ten noordwesten van het studiegebied. Voor het noordoostelijke deel van de "forebulge" is beslist om de strekking te veranderen van WZW-ONO naar ZZW-NNO na het Westfaliaan B op basis van: 1) diktegegevens in de grensregio tussen centraal Nederland en Duitsland uit Bless et al. (1977) en 2) de gelijkaardige verandering in strekking van de tijdslijnen van het Variscische front tussen 310 en 300 miljoen jaar. B) Schematische NW-ZO sectie van het Variscisch front met zijn voorland tijdens het boven Westfaliaan C. Hierbij is het zuidoostelijk gelegen Variscisch gebergte gebaseerd op Plesch & Oncken (1999). Richting het noordwesten gaat dit gebergte abrupt over in het "foredeep" waarbinnen het studiegebied ligt. Nog verder noordwestelijk bevindt zich een hypothetische "forebulge" nabij boring Rijsbergen, gevolgd

- door een “back-bulge basin” in de omgeving van boring Hellevoetsluis. De locatie van deze sectie is tevens getoond in sectie A. _____ 68
- Figuur 39: Correlatiepaneel van boringen met boorgatmetingen over het bereik van het Permo-Trias gelegen in het Bekken van de Kempen (boringen Peer (DOV-proefnummer: kb25d62e-B280), Gruitrode (DOV-proefnummer kb18d48w-B186) en Bree (DOV-proefnummer: kb18d48w-B193) en de Roerdalslenk (boringen Limbricht en Nederweert). Het paneel is platgelegd op de basis van het Lid van Bullen, en toont zo het geleidelijke dikteverloop van Permo-Trias eenheden in de regio. In boring Nederweert is ook de zone met grotere snelheidscontrasten aangeduid dewelke mogelijk verantwoordelijk is voor lokale sterkere reflectiviteit binnen Formatie van Buntsandstein (zie paragraaf 6.4.4). In de akoestische log van boring Peer (DOV-proefnummer: kb25d62e-B280) zijn dergelijke snelheidscontrasten duidelijk niet aanwezig. Voor de locatie van de boringen zie Figuur 5 _____ 73
- Figuur 40: Seismische composietlijn (links Meeuwen-Bree campagne lijn 5 en rechts VITOLIM-campagne lijn 6) over het Hoog van Bree met het Kempisch Blok links en de Roerdalslenk rechts. Let vooral op de verschillen in interpretaties in het gebied met onzekerheid, dewelke de complexe tektonische regio rond het Hoog van Bree omvat. De basis van het Permo-Trias ligt nu beduidend dieper in de footwall van de Breuk van Neeroeteren (Hoog van Bree) en minder diep in de hanging wall ten opzichte van het G3Dv3-model De locatie van deze composietlijn is weergegeven in Figuur 16. _____ 74
- Figuur 41: Schematische voorstelling van de afzetting van het Permo-Trias en onder Jura (A), de vorming van de listrische breuken van Rotem en Neeroeteren met rollover anticline en collapse graben (tussen de Breuken van Elen en Siemkensheuvel) tijdens de Kimmerische fase(s) (B) en de uiteindelijke erosie van grote delen van Jura en Trias op het einde van de Kimmerische fase(s), vermoedelijk tijdens het vroege Krijt (C). _____ 78

HOOFDSTUK 1. INLEIDING

1.1. HISTORIEK, UITGANGSSITUATIE EN PROBLEEMSTELLING

Hoofdzakelijk omtrent de onderste delen van het Westfaliaan (A, B en oudste C) werd veel informatie verkregen uit de steenkoolwinning in de 20^e eeuw. Het jongere boven Westfaliaan (jongste C en D) werd niet ontgonnen en heeft lange tijd minder aandacht genoten. Na sluiting van de steenkoolmijnen steeg de interesse in deze boven Westfaliaan eenheden omdat hun zandstenen potentiële reservoirs vormen voor andere toepassingen zoals CO₂-opslag of geothermie (Lagrou & Dreesen, 2001; Lagrou et al., 2002; Bertier et al., 2008).

Om de reservoirs goed te begrijpen, is er nood aan kaarten van hun verloop in de ondergrond. De tot dusver meest gedetailleerde informatie over het boven Westfaliaan in het gehele Bekken van de Kempen is gesynthetiseerd in het 2.5D model van Langenaeker (2000). In het zuidoosten werd dit model en de gevolgde concepten erin echter herzien door Van Tongeren (2004) die aangepaste subcrop grenzen en stratigrafie voorstelde voor het boven Westfaliaan (Van Tongeren & Hildenbrand, 2005; Van Tongeren, 2011). Verder werden er zowel in 2008 als in 2015 nieuwe seismische campagnes uitgevoerd in het voorkomensgebied van het boven Westfaliaan waardoor in deze regio's nieuwe inzichten kunnen bekomen worden. Tenslotte werd in 2019 het G3Dv3-model gefinaliseerd (Deckers et al., 2019) met een nieuw 3D model voor de top en basis alsook breuken in het Westfaliaan.

Om de nieuwe gegevens te integreren en geologische concepten te evalueren, is er nood aan nieuwe, consistente 3D-modellen van het boven Westfaliaan die de meeste recente kennis en detail omvatten zodat ze als referentie kunnen dienen voor het gebruik voor verschillende geologische toepassingen.

1.2. DOELSTELLINGEN EN TOEPASSINGEN

De belangrijkste doelstellingen voor het nieuwe model zijn:

- Een intern consistent 3D geologisch laagvlakkenmodel voor de boven Westfaliaan formaties van Flénu en Neeroeteren.
- Waarin de nieuwste sedimentologische en tektonische inzichten van laat tot post-Variscische ouderdom vervat zitten.
- Met 3D breukvlakken die de laagvlakken opbreken en ermee consistent zijn.
- Dat als referentie kan dienen voor geologisch, geothermisch en hydrogeologisch gebruik/onderzoek.

1.3. BEGRENZINGEN EN DETAIL VAN HET MODEL

Het bereik van het boven Westfaliaan bepaalt de verticale begrenzing van de modellen. De laterale begrenzing valt samen met het voorkomen van deze lagen binnen Vlaanderen. Op basis van de bestaande kaarten van Langenaeker (2000) komt het boven Westfaliaan voor in het oosten van Vlaanderen, ten oosten van de lijn die loopt van Poppel in het uiterste noordoosten, via Leopoldsburg tot Dilsen-Stokkem in het uiterste zuidoosten.

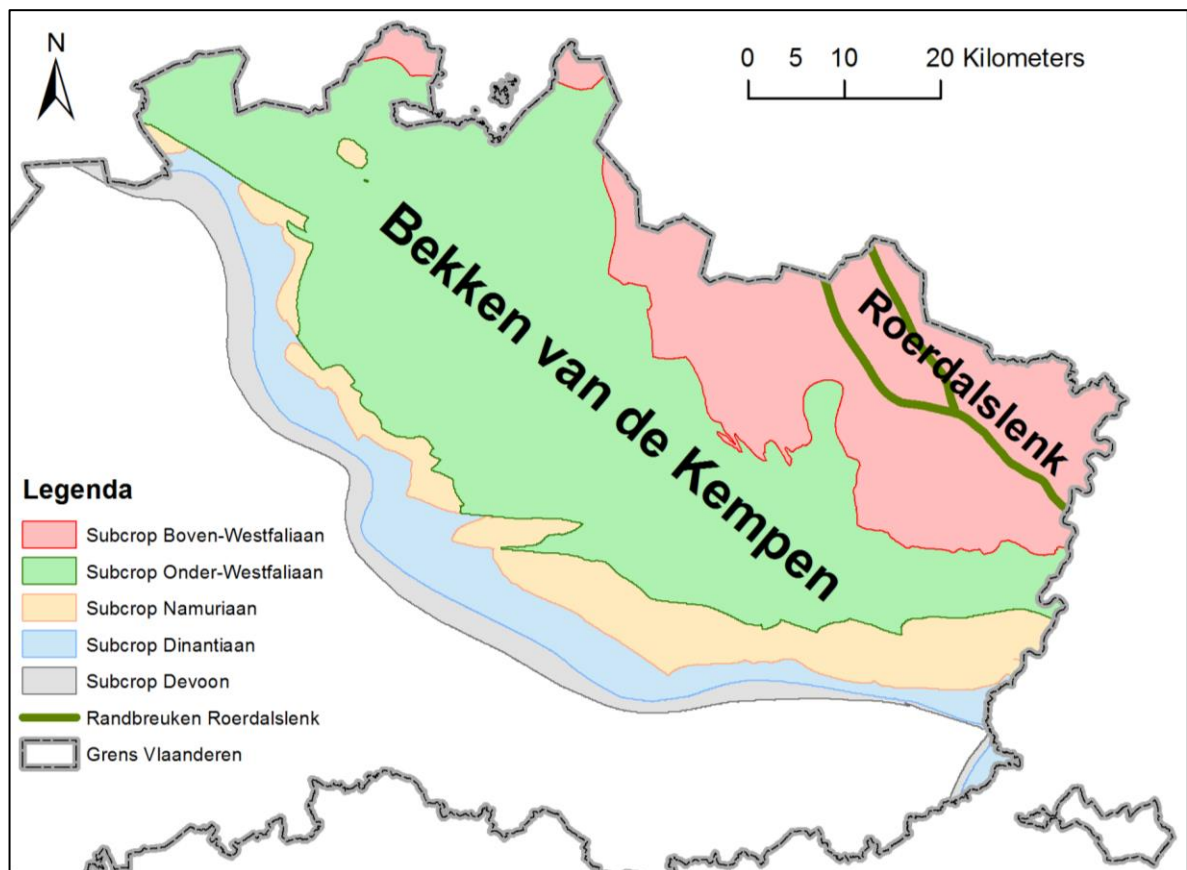
Voor de oplevering van rasterbestanden, werd een buffer van 100 m rondom de Vlaamse gewestgrens aangehouden zodat verzekerd werd dat ook de grenszone volledig met rastercellen is bedekt.

Binnen de begrenzingen van het model zijn twee geologische eenheden of formaties gemodelleerd, namelijk de Formatie van Neeroeteren en de Formatie van Flénu.

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

1.4. GEOLOGISCHE ACHTERGROND

Het Bekken van de Kempen wordt gekenmerkt door de aanwezigheid van Boven Paleozoïsche gesteenten, met Devoon en Carboon ouderdom (Figuur 1). Het Carboon wordt in West-Europa onderverdeeld in Dinantiaan en Silesiaan, waarbij het Silesiaan verder onderverdeeld wordt in Namuriaan en Westfaliaan. Lagen van deze ouderdommen subcroppen in het Bekken van de Kempen van oud naar jong van zuidwest naar noordoost. Ook het Westfaliaan zelf kent een verjonging richting het oosten, waarbij het boven Westfaliaan dus in het noordoosten van het Bekken van de Kempen (en Roerdalslenk) gelegen is (Figuur 1).



Figuur 1: Overzicht van het Bekken van de Kempen (met daarin de Roerdalslenk) met subcroppgrenzen van de grote Paleozoïsche eenheden volgens het G3Dv3-model en de onderverdeling in het onder en boven Westfaliaan volgens deze studie.

Deze trend van noordoostwaartse verjonging van het Westfaliaan is een gevolg van opheffing en erosie tijdens latere tektonische fases. Tijdens het Westfaliaan zelf lag het Bekken van de Kempen in een subsiderend voorlandbekken ten noorden van het noordwaarts oprukkend Variscische gebergtefront. De sedimentatie tijdens het Westfaliaan vertoont algemeen een regressieve trend in het bekken met nog ruim mariene invloeden in delta-afzettingen tijdens het Westfaliaan A, die geleidelijk aan afnemen naar het jongste Westfaliaan A, met meer brak en zoet water invloeden tijdens het Westfaliaan B. Tegen de grens met het Westfaliaan C verdwijnt de laatste bekkenbrede mariene invloed en wordt de sedimentatie verder door continentale zoetwater milieus gedomineerd. Paleogeografisch wordt een overgang van “delta plain” met meanderende riviersystemen (Westfaliaan-A/-B) naar verwilderde riviersystemen (Westfaliaan-C/-D) herkend (Dreesen et al., 1995).

Het boven Westfaliaan dat onderzocht wordt in deze studie, omvat het Westfaliaan C en D. De periode van het Westfaliaan C loopt van 311 tot 308 miljoen jaar geleden en deze van het Westfaliaan D van 308 tot 305 miljoen jaar geleden. Na het Westfaliaan, is er ook nog de tijdsperiode van het Stefaniaan in het bovenste Carboon, maar in Vlaanderen zijn er geen afzettingen van het Stefaniaan bekend.

Het Westfaliaan C en oudste Westfaliaan D bestaan uit voornamelijk kleisteen met daarin zandstenen en koollagen. Het jongere Westfaliaan D bestaat hoofdzakelijk uit dikke zandsteenpakketten die lokaal onderbroken worden door kleisteen- en zeldzamere koollaagjes. Gedurende de afzetting van het boven Westfaliaan veranderde het klimaat geleidelijk van vochtig, tropisch klimaat in het Westfaliaan C naar semi-aride tot aride in het late Westfaliaan D (Pagnier & Van Tongeren, 1996; Van de Laar & Van der Zwan, 1996). Vermoedelijk als gevolg hiervan, hebben de zandstenen van het Westfaliaan C minder goede reservoir eigenschappen als die van het Westfaliaan D (Bertier et al., 2008).

Door dit lithologische contrast behoren het Westfaliaan C en oudste Westfaliaan D enerzijds en het jongere Westfaliaan D anderzijds tot twee verschillende formaties, respectievelijk de formaties van Flénu en Neroeteren. De Formatie van Neroeteren is slechts aanwezig in het uiterste oosten van het Bekken van de Kempen en de Roerdalslenk, waar het discordant bedekt wordt door hoofdzakelijk lagen van laatste Paleozoïsche tot vroegste Mesozoïsche ouderdom (laat Perm/Trias). De Formatie van Neroeteren is daarom nergens volledig. Verder naar het westen, noorden en zuiden wordt de Formatie van Neroeteren volledig weggesneden en is de onderliggende Formatie van Flénu de jongste subcroppende eenheid van het boven Westfaliaan. Hier wordt ook de Formatie van Flénu discordant bedekt door eenheden van laatste Paleozoïsche tot vroegste Mesozoïsche (laat Perm/Trias) of laat Mesozoïsche (Laat Krijt) ouderdom. Tenslotte wordt de Formatie van Flénu ook volledig afgesneden naar het westen en zuiden toe. Zo is het voorkomen van de Formatie van Flénu beperkt tot het noordoostelijke deel van het Bekken van de Kempen.

De eenheden van het boven Westfaliaan bevinden zich in het Bekken van de Kempen en de Roerdalslenk momenteel op een diepte tussen -350 en -4150 m TAW. In hun ondiepste voorkomen in het uiterste zuiden werden de oudste koollagen ervan gedurende de 20^e eeuw lokaal ontgonnen. Op basis van gedetailleerde correlaties van koollagen, zandsteenlagen en vulkanische aslagen tussen boringen, stelt Duser (1989a) een verdunning van de sedimenten vast van de Formatie van Flénu in het Bekken van de Kempen richting het noordwesten. Hij relateert deze verdunning aan de syn-sedimentaire kanteling van breukblokken. Dreesen et al. (1995) bevestigen deze hypothese aan de hand van zowel sedimentologische als seismische interpretaties. Streel et al. (2008) doen later palynologisch onderzoek (met miosporen) en stellen geen belangrijke hiaten vast rond de overgang tussen het Westfaliaan C en D.

Ouderdom		Formatie	Lid
Carboon	Stefaniaan		
	Westfaliaan D	Formatie van Neeroeteren	
	Westfaliaan C	Formatie van Flénu	Lid van Neerglabbeek Lid van Wasmes Lid van Meeuwen
	Westfaliaan B	Formatie van Charleroi	Lid van Eikenberg Lid van As Lid van Mons
	Westfaliaan A	Formatie van Châtelet	Lid van Floriffoux Lid van Ransart

Tabel 1. Klassieke lithostratigrafische indeling van het Westfaliaan in België volgens Delmer et al. (2001).

Van Tongeren en van Amerom (2003) achten de resolutie van palynologisch onderzoek met miosporen echter te beperkt voor het detecteren van boven Westfaliaan hiaten, en hebben daarom dezelfde sequenties onderzocht met behulp van paleobotanische dateringen (macrofauna; van Ameron en van Tongeren, 2002; van Tongeren & van Amerom, 2003, 2005, 2010). Op basis van deze paleobotanische resultaten en gedetailleerde seismische interpretaties, vonden deze laatste auteurs indicaties voor hiaten en daaraan verbonden laterale faciesovergangen voor de formaties van Flénu en Neeroeteren. De huidige, formele lithostratigrafie conform Delmer et al. (2001) was onvoldoende voor het inpassen van deze concepten, en werd in functie hiervan uitgebreid en aangepast. Daarom wordt hieronder naast de klassieke formele lithostratigrafie (formaties van Flénu en Neeroeteren; paragrafen 1.4.1), ook de alternatieve stratigrafie toegelicht dewelke beantwoordt aan de inzichten van van Amerom en van Tongeren (2002) en van Tongeren en van Amerom (2003, 2005, 2010; paragraaf 1.4.2).

1.4.1. KLASSIEKE LITHOSTRATIGRAFIE

→ Formatie van Flénu

De afzettingen van de Formatie van Flénu zijn dominant rivierafzettingen bestaande uit snelle (veelal decimeter- tot meter-schaal) afwisselingen tussen kleisteen, siltsteen, zandsteen en koollagen. De koollagen zijn typisch enkele centimeters tot 2-3 meter dik en de laterale continuïteit is sterk variabel (Dreesen et al., 1995; Dusar, 1989a). De Formatie van Flénu is nergens volledig aangeboord.

De maximaal doorboorde dikte is 772 meter in boring Opoeteren (DOV-proefnummer: [kb26d63e-B234](#)), maar noch de basis noch de top van de formatie is hier aangeboord.

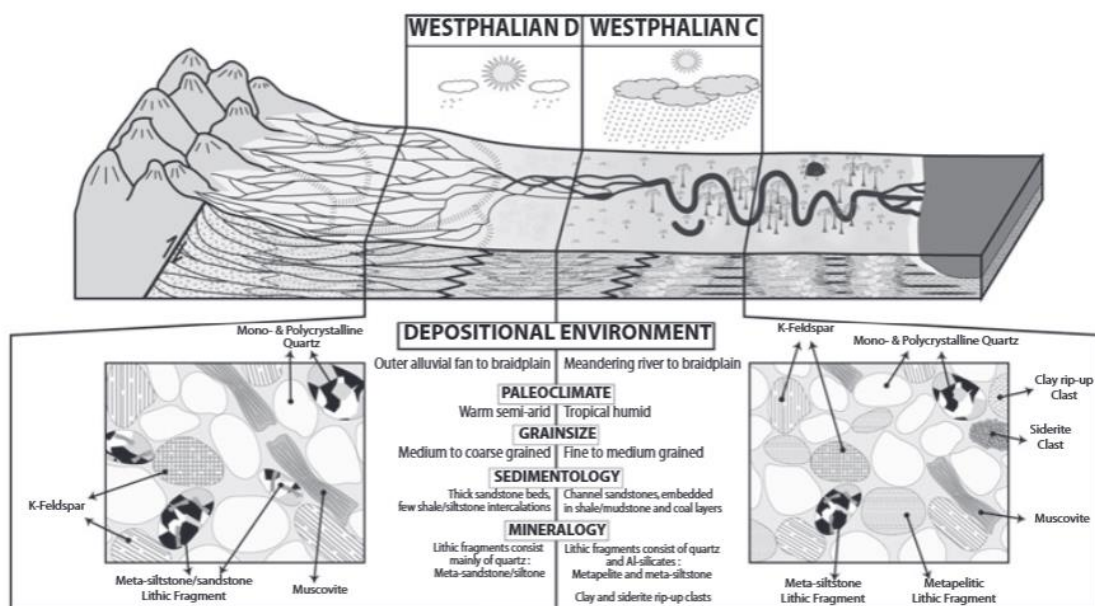
De zandige sequenties van de Formatie van Flénu zijn vooral afgezet in fluviatiele geulsystemen, terwijl klei, silt en organisch materiaal hoofdzakelijk werd afgezet in overstromingsvlaktes. Doorheen de tijd evolueert het afzettingsmilieu geleidelijk van een meanderend rivierensysteem (afgezet in de bovenste deltavlake) naar meer complexe anastomoserende tot uiteindelijk verwilderde riviersystemen (Figuur 2). Overstromingsvlaktes van meanderende riviersystemen worden gekenmerkt door een dominantie van kleisteensequenties die geïntercalcieerd zijn met weinig vervolgbare en dunne kool- en zandsteenlagen (Dreesen et al., 1995). Verwilderde riviersystemen en hun omgeving worden daarentegen gekenmerkt door afzetting van opeenvolgingen van dikke en

meer vervolgbare zandsteengordels en koollagen en door een beperkte ontwikkeling van overstromingssedimenten (Dreesen et al., 1995).

De verandering van afzettingmilieu is echter geleidelijk en valt niet samen met een sterke lithologische grens. Desondanks wordt de Formatie van Flénu wel onderverdeeld in drie leden, echter niet op basis van lithologische overgangen, maar op basis van de aanwezigheid van gidslagen. Deze gidslagen stellen regionaal vervolgbare mariene/brakwater horizons (Lingula/Geisina), aslagen (ook wel tonsteins genoemd) en/of koollagen voor (Paproth et al., 1983). De basis van de Formatie van Flénu wordt gelegd op de jongst gekende mariene horizon, genaamd Maurage. Hogerop werden er geen mariene, maar enkel brakwater horizons vastgesteld. Deze brakwater horizons worden typisch genoemd naar de organismen die ze typeren, zoals bijvoorbeeld de Geisina Ostracode. De aslagen worden binnen koollagen aangetroffen, waardoor bij het ontbreken van observaties van aslagen in boringen, ook wel de koollagen gebruikt worden voor regionale correlaties. De aslagen krijgen aparte namen (Nibulung/Odin/...) en de koollagen een nummering van onder naar boven.

Op basis van deze gidslagen worden volgende leden onderscheiden (van oud naar jong):

- **Lid van Meeuwen** met als basis de Aegir mariene Lingula gidslaag en als top de Hagen-1 aslaag (in koollaag 9). De maximaal aangeboorde dikte van dit lid is 238 meter in boring Dilsen (DOV-proefnummer: [kb26d64w-B278](#), locatie op Figuur 5).
- **Lid van Wasmes** met als basis de Hagen-1 aslaag (in koollaag 9) en als top de Geisina gidslaag net onder de Nibelung asla(a)g(en) (in koollaag 1G). De maximaal aangeboorde dikte van dit lid is 148 meter in boring Dilsen (DOV-proefnummer: [kb26d64w-B278](#))
- **Lid van Neerglabbeek** heeft als basis de Geisina gidslaag net onder de Nibelung asla(a)g(en) (in koollaag 1G) en wordt bedekt door de Formatie van Neeroeteren (waar het lid volledig aanwezig is). De maximaal aangeboorde dikte van dit lid is 495 meter in boring Opglabbeek-Louwelsbroek (DOV-proefnummer: [kb26d63e-B225](#), locatie op Figuur 5) (Boonen et al., 1985).



Figuur 2: Schematische weergaven van de paleogeografische evolutie en mineralogie in het Westfaliaan C en D (uit Bertier et al., 2008).

→ **Formatie van Neeroeteren**

De Formatie van Neeroeteren bestaat overwegend uit witgrijze conglomeratische zandstenen en veldspaatrijke grauwacken (Dusar & Houllberghs, 1981). Deze vormen dik ontwikkelde opeengestapelde zandsteencomplexen met lokaal intercalaties van dunne kleilagen. Onderzoek van Wouters et al. (1989) heeft aangetoond dat de zandstenen zijn afgezet als zandige tot grindrijke alluviale fans in een verwilderde riviersystemen (heel proximaal). De samenstelling van deze zandstenen wijzen op afbraakmateriaal van het zuidelijk tot zuidoostelijk gelegen Variscische gebergtefront, meer specifiek het Ardenno-Rhenish Massief (Thorez & Bless, 1977). De soms aanwezige rode kleur van deze afzettingen – zeker naar boven toe – wijst tevens op de evolutie naar een aride klimaat (Bless et al., 1980). De actuele meer witgrijze kleur van deze sedimenten is waarschijnlijk veroorzaakt door langdurige bleking en uitloging in vroeg diagenetische stadia (Wouters & Gullentops, 1988). Het contact tussen de Formatie van Neeroeteren en onderliggende Formatie van Flénu is abrupt, en wordt gekenmerkt door een plotse vergroving in sedimentatie. De Formatie van Neeroeteren is het dikst aangeboord in boring Neerglabbeek (DOV-proefnummer: [kb18d48e-B261](#)) waar deze 288 m dik is. Dit kan als een minimum afzettingsdikte beschouwd worden, omdat de niet-afgesneden (door het late Perm/Trias) top van deze formatie nergens werd aangeboord. Op basis van seismiek wordt een afgezette minimum dikte van 450 meter ingeschat door Bouckaert en Dusar (1987).

1.4.2. ALTERNATIEVE LITHOSTRATIGRAFIE

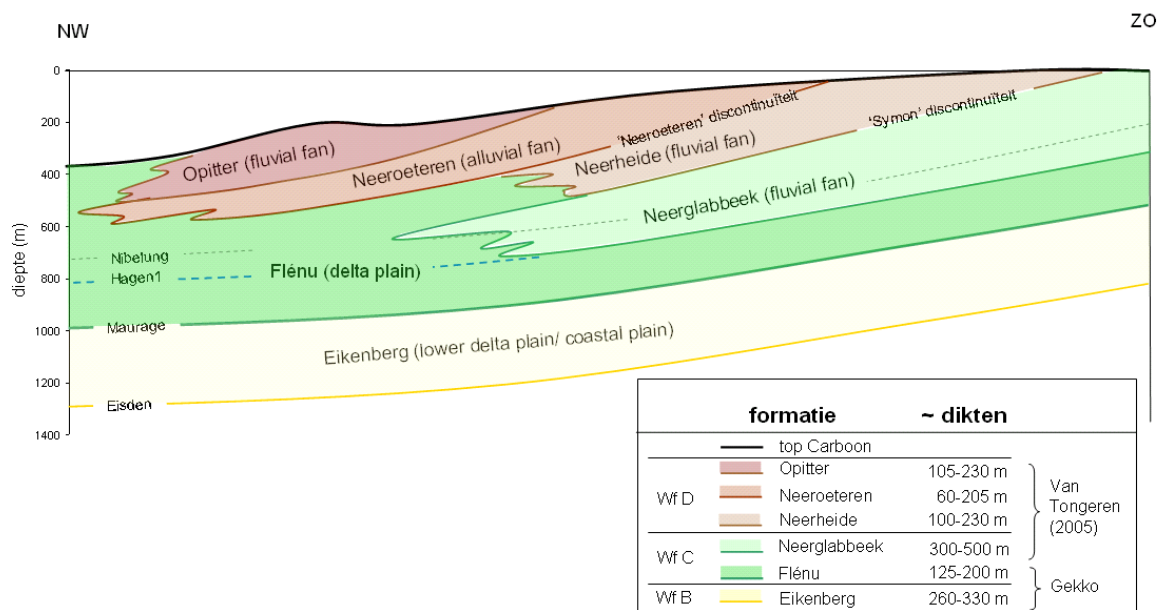
Van Ameron en van Tongeren (2002) en van Tongeren en van Amerom (2003, 2005, 2010) hebben stalen van boringen doorheen het boven Westfaliaan paleobotanisch onderzocht. Op basis van hun dateringen stellen ze enkele belangrijke hiaten vast in dit bereik. Een eerste hiaat plaatsen ze op de grens tussen het Westfaliaan C en D, en wordt geassocieerd met de regionaal gekende Symon discontinuïteit. Het tweede belangrijke hiaat bevindt zich hogerop, op de grens tussen de formaties van Flénu en Neeroeteren, en wordt met een discontinuïteit aan de basis van Neeroeteren geassocieerd. Het oudste hiaat neemt qua tijdsduur toe in zuidelijke richting, terwijl het jongste hiaat toeneemt in omgekeerde, noordelijke richting. Door de integratie van deze palynologische data met seismische interpretaties verklaren ze de aanwezigheid van deze hiaten door het geleidelijk noord(westwaarts) opschuiven van puinwaaiersedimenten in een synformal subbekken vanuit het Variscische gebertefront verder zuidelijk. Zodoende vult het bekken zich geleidelijk op met sedimenten die doorheen de tijd grover worden. Hierdoor worden de pakketten diachroon afgezet: Het grove facies van de Formatie Neeroeteren zal zich naar het noorden toe vertanden in een fijnkorreliger facies, dat aansluit bij de *Formatie van Strijen* in Nederland.

Deze faciesovergangen zijn in tegenspraak met de concepten van Dusar (1989a) die een meer tabulaire afzetting liet blijken uit zijn correlaties tussen boringen. De huidige formele lithostratigrafie zoals gedefinieerd in Delmer et al. (2001) past in het concept van Dusar (1989a) met de Formatie van Flénu onderin en de grovere Formatie van Neeroeteren daarboven. Deze formele lithostratigrafie is echter onvoldoende uitgebreid voor de concepten van van Tongeren (2004) en van Tongeren en van Amerom (2003, 2005, 2010), waarbij belangrijke laterale faciesovergangen verondersteld worden. Om hieraan te voldoen werd er in Van Tongeren en Hildenbrand (2005) een voorstel gedaan tot aanpassing en uitbreiding van de formele lithostratigrafie, rekening houdend met de geobserveerde hiaten en faciesovergangen (zie Figuur 4). Later werd dit voorstel verder aangepast en verfijnd door Van Tongeren (2011; zie Figuur 4). Daarin is de Formatie van Flénu beperkt tot het Westfaliaan C en aan de top gebonden door de Symon discontinuïteit. Het Lid van Neerglabbeek komt te vervallen en wordt vervangen door het *Lid van Ophoven*, dat deels lateraal equivalent is van het *Lid van Kemperkoul*, conform de Nederlandse stratigrafie. Boven de Symon discontinuïteit, die gelegen is rond de grens tussen het Westfaliaan C en D, werd in het zuidoosten het *Lid van Den Houw* van de

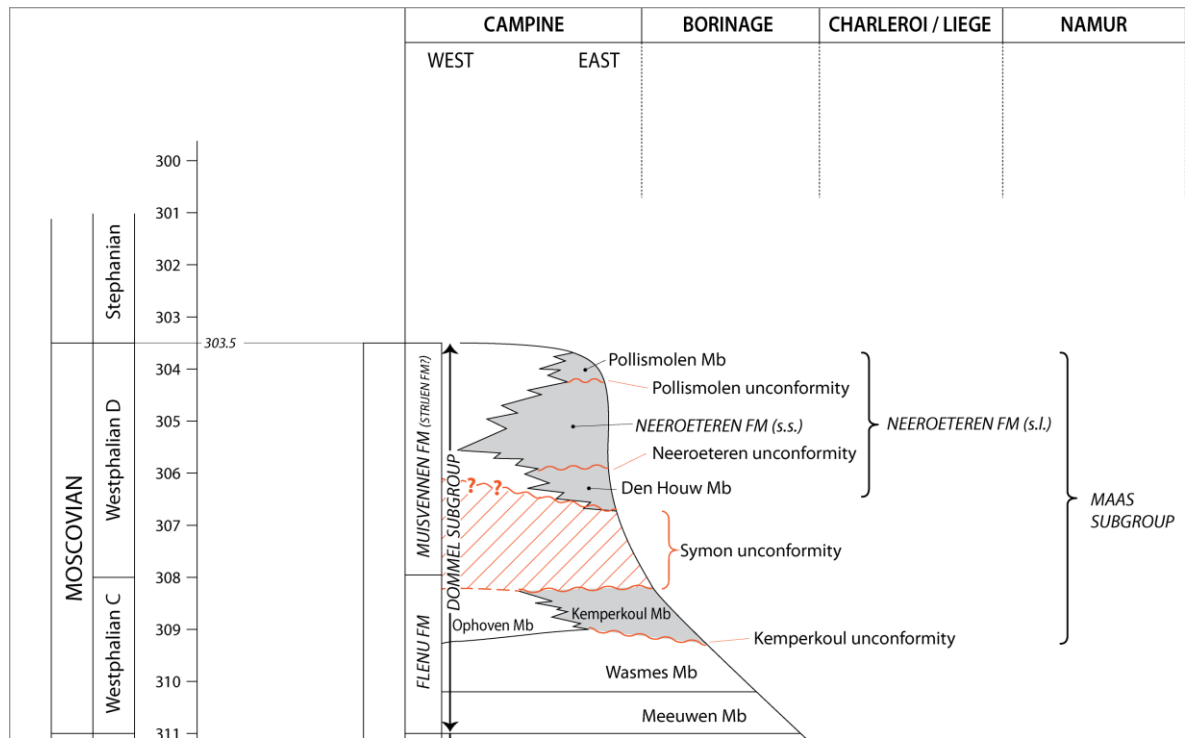
Formatie van Neeroeteren (s.l.) afgezet. Dit *Lid van Den Houw* wordt door de Neeroeteren discontinuïteit gescheiden van de grove Formatie van Neeroeteren (s.s.). Bovenop de Formatie van Neeroeteren (s.s.) vormt de Pollismolen discontinuïteit de grens met het bovenliggende, allerjongste *Lid van Pollismolen* dat slechts lokaal werd vastgesteld.

Richting het noordwesten vertaandt de Formatie van Neeroeteren (s.l.) in de fijnkorreligere, nieuw ingevoerde *Muisvennen Formatie*, een equivalent van de Nederlandse *Strijen Formatie*.

De alternatieve lithostratigrafie zoals voorgesteld in van Tongeren (2011) is naast een aantal boringen met paleobotanie grotendeels gebaseerd op seismische interpretaties. In dit project is gestart vanuit de interpretaties van boringen. Omdat de meeste boringen enkel geïnterpreteerd zijn op basis van de formele stratigrafie, is deze als uitgangspunt gebruikt voor dit project. Echter zijn de dieptes van de paleobotanisch aangetoonde hiaten in de boringen eveneens meteen meegenomen als interpretatie, zodoende deze ook mee in acht te nemen. Na de interpretaties van de boringen volgens deze formele lithostratigrafie, werden deze vergeleken met de seismische data om de vergelijking te maken met de lithostratigrafie volgens Van Tongeren (2011). Zodoende werden beide stratigrafische indelingen afgetoetst aan de resultaten van de huidige studie.



Figuur 3. Conceptueel NW-ZO profiel van het oost/zuidoostelijk Bekken van de Kempen uit Van Tongeren en Hildenbrand (2005).



Figuur 4. Samengestelde chrono- en lithostratigrafie van het Belgische boven Westfaliaan (naar Delmer et al., 2001 en aangepast door Van Tongeren, 2011).

1.5. OPBOUW VAN HET RAPPORT

Na HOOFDSTUK 1 met de inleiding en de geologische achtergrond, wordt in HOOFDSTUK 2 toegelicht hoe de data (hoofdzakelijk boringen en seismiek) verzameld en gebruiksklaar werden gemaakt voor verder gebruik. In HOOFDSTUK 3 en HOOFDSTUK 4 worden de werkwijzen en resultaten toegelicht van de interpretaties van respectievelijk de boringen en seismiek. HOOFDSTUK 5 licht toe hoe deze interpretaties tot geologische modellen van de formaties van Flénu en Neeroeteren verwerkt werden. Ook wordt toegelicht hoe deze aanpassingen gevolgen hebben voor de bestaande G3Dv3-modellen van het bovenliggende Permo-Trias en Jura. In HOOFDSTUK 6 wordt de opgedane kennis door deze studie geïntegreerd in het regionale verhaal tot een nieuw bekkendynamisch model voor het Bekken van de Kempen tijdens het boven Westfaliaan. Verder worden ook de nieuwe inzichten omtrent de sedimentologie en post-depositionele geschiedenis hierin verder besproken, inclusief deze van het bovenliggende Permo-Trias en Jura. De conclusies en aanbevelingen worden toegelicht in HOOFDSTUK 7, gevolgd door een referentielijst. In de bijlage A staan correlatieprofielen die in HOOFDSTUK 3 verder besproken worden.

HOOFDSTUK 2. DATAVOORBEREIDING

2.1. INLEIDING

De datavoorbereiding omvat de inventarisatie en het gebruiksklaar maken van data voor de vervolgstappen. Deze vervolgstappen omvatten het interpreteren van deze data (zie HOOFDSTUK 3 en HOOFDSTUK 4).

Vanwege budgetaire beperkingen werden in dit project geen nieuwe ruwe data (zoals seismische lijnen of boringen) gecreëerd. De inventarisatie gebeurde daarom op basis van bestaande data, namelijk boringen (al dan niet met lithologs en/of boorgatmetingen), seismische lijnen, geologische modellen (G3Dv3-model), mijngegevens en tenslotte literatuur. Deze data werd voor het grootste deel reeds eerder - in functie van het G3Dv3-model - geïnventariseerd en gebruiksklaar gemaakt in de GOCAD software:

- De seismische data werd reeds geïnventariseerd, gevectoriseerd en correct gepositioneerd (referentiehoogtes en polariteiten) in de software GOCAD.
- Deze seismische data was ook reeds geïnterpreteerd voor de top van het Westfaliaan (basis Perm/Trias en Krijtgroep) en voor enkele intra-Westfaliaan horizonts.
- De mijnpanelen waren in tijd omgezet en ingeladen in de software GOCAD.
- Boorgegevens (vaak al met boorgatmetingen) en interpretaties voor de top van het Westfaliaan (basis Perm/Trias en Krijtgroep) en formaties/leden van het Westfaliaan waren reeds ingeladen in dezelfde software.
- Snelheidsmodellen waren opgemaakt voor de omzetting van laag- en breukvlakken van tijd naar diepte.
- 3D breukvlakken waren opgemaakt in tijd en diepte.
- 3D laagvlakken waren opgemaakt in tijd en diepte van de basis en top van het Westfaliaan (inclusief basissen van het Perm/Trias en de Krijtgroep).

Specifiek voor deze oefening is dat ook gidslagen en biostratigrafische grenzen binnen het Westfaliaan C en D ingeladen werden in de software.

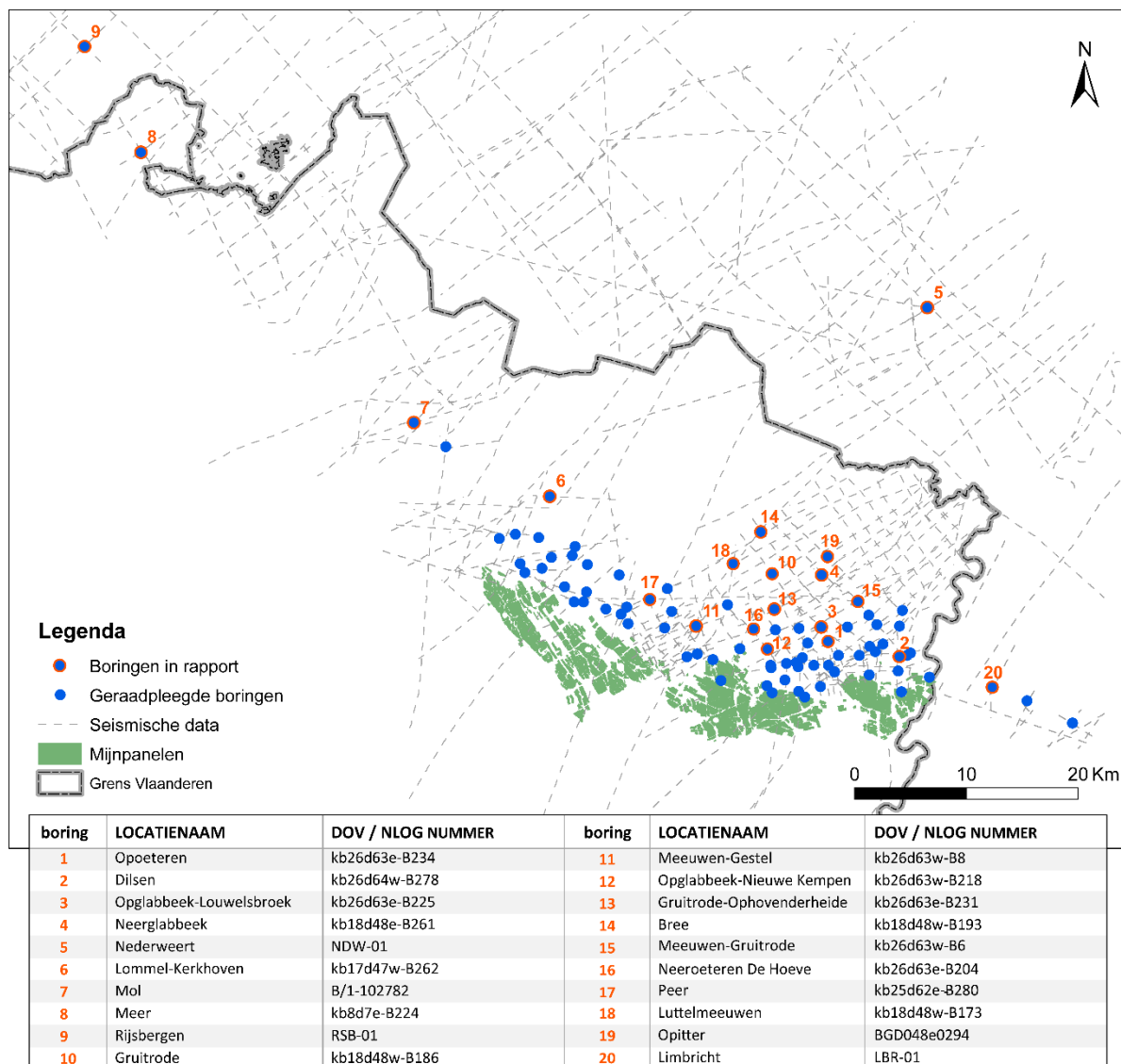
2.2. BORINGEN

Voor het G3Dv3-model werd een inventarisatie uitgevoerd van alle boringen binnen Vlaanderen die de formaties van Flénu en Neeroeteren alsook het onderliggende Lid van Eikenberg en lokaal ook het Lid van As van de Formatie van Charleroi hebben aangeboord (Figuur 5).

De extractie van deze boorinformatie gebeurde via de GEKKO-databank van VITO. Deze GEKKO-databank werd eerder ook al overgezet op de DOV-databank. In deze GEKKO-databank zitten volgende zaken:

- Locaties en hoogteligging van de boringen (x, y, z; Figuur 6)
- De namen van de boringen volgens de databanken van DOV, BGD, KS of overige (Figuur 6)
- Lithologische beschrijvingen
- Per lithologische beschrijving de hoofdlithologie (zandsteen, kleisteen, steenkool, ...) en nevenkenmerken
- Interpretaties van lithostratigrafische grenzen
- Interpretaties van andere kenmerkende lagen (zoals vulkanische aslagen)
- Interpretaties van breuken en andere tektonische structuren in de boringen.

- Literatuur waarin de boring besproken wordt



Figuur 5: Overzicht van de locatie van de boringen die gebruikt werden voor deze studie. De boringen met een specifieke vermelding in dit rapport zijn genummerd en in bijhorende tabel weergegeven. Daarnaast zijn ook de geïnventariseerde seismische lijnen (inclusief in Nederland) en de mijnpanelen weergegeven.

id	brg_nr	flw_nr	bb_nr	bs_nr	andar_nr	gekkp_nr	x	y	z_mv	z_rl	z_dhm	refnivoau	L_gebruikt	datum_aanvang	binddiapta	uitvoerfar
137	131 063w0188	kb26d63e-B190	KB112				112.0	238155	189350	91.65		91.31 mv		12/05/1941	1500.87	Belgische Geologische Dienst (BGD)
138	110 063w0200	kb26d63e-B203	KB115				115.0	235060	191412	78.92		77.47 mv			1730.85	onbekend
139	57 063w0201	kb26d63e-B204	KB117				117.0	241400.9	196978.9	49.96		48.98 mv		01/01/1944	1276.1	Foraky-Brussel
140	152 063w0203	kb26d63e-B208	KB119				119.0	236726.2	188405	89		88.35 mv		14/12/1949	528.3	onbekend
141	151 063w0204	kb26d63e-B209	KB123				123.0	236732.2	188426	86.5		86.03 mv			357	Foraky-Brussel
142	109 063w0216	kb26d63e-B223	KB147	KS6			147.0	239740.5	192123.3	85	87.43	84.96 mv		01/01/1980	1075.5	Belgische Geologische Dienst (BGD)
143	108 063w0217	kb26d63e-B224	KB139	KS3			139.0	241571	192135	90.69	90.69	87.97 mv		01/01/1980	1188.4	Foraky-Brussel
144	15 063w0218	kb26d63e-B225	KB161		KB161		169.0	238211.7	194690	62.33	65.3	62.17 mv		01/01/1983	1342	Belgische Geologische Dienst (BGD)
145	130 063w0219	kb26d63e-B226	KB160	KS16			168.0	239391.5	190647.3	92.64	92.64	89.66 mv		01/01/1983	1245.16	Foraky-Brussel
146	107 063w0220	kb26d63e-B227	KB163	KS18			171.0	235956	191512	73.46	73.46	70.71 mv		01/01/1983	1252.6	Foraky-Brussel
147	85 063w0221	kb26d63e-B228	KB166	KS20			175.0	236951.5	193220.3	67.29	67.29	64.57 mv		01/01/1983	1304.6	Belgische Geologische Dienst (BGD)
148	106 063w0222	kb26d63e-B229	KB167	KS22			176.0	238820	191250	90.52	90.52	87.87 mv		01/01/1984	1236	Belgische Geologische Dienst (BGD)
149	72 063w0223	KOIN-B179	KB168				179.0	240545.5	194697.2	78.85	81.85	78.92 mv			1264.72	
150	13 063w0224	kb26d63e-B231	KB172		KB172		183.0	234022.11	196268.44	77.74	81.18	77.4 mv		01/01/1984	1599	Belgische Geologische Dienst (BGD)
151	16 063w0225	kb26d63e-B232	KB173	KS25	KB173 en KS25		184.0	234101.3	194478.1	84.46	84.46	81.96 mv		01/01/1984	872	Foraky-Brussel
152	71 063w0226	kb26d63e-B233	KB175	KS26			186.0	236051.2	194524.8	82.73	84.34	82.71 mv		01/01/1985	1186	Foraky-Brussel
153	84 063w0227	kb26d63e-B234	KB176	KS23			187.0	238845	193375.3	81.8	81.8	78.84 mv		01/01/1985	1386.5	Belgische Geologische Dienst (BGD)
154	129 063w0001	kb26d63w-B10	KB13				13.0	22898	189650	81	81	78.15 mv		02/01/1902	609.3	onbekend
155	150 063w0002	kb26d63w-B2	KB2				2.0	233808	188785	78		72.88 mv		02/01/1901	613.5	onbekend
156	252 063w0003	kb26d63w-B3	KB8				3.0	233412	189000	78		74.4 mv		02/01/1902	704.3	Cockerill Seraing
157	105 063w0004	kb26d63w-B5	KB9				5.0	233722	191055	80		79.46 mv		02/01/1902	720.23	Cockerill Seraing
158	70 063w0005	kb26d63w-B6	KB10				10.0	232147	194530	81.5		80.6 mv		02/01/1902	947.48	onbekend
159	104 063w0006	kb26d63w-B7	KB14				14.0	228488	191740	82		80.83 mv		02/01/1902	902	
160	69 063w0007	kb26d63w-B8	KB30	530			30.0	227022	194750	82	82	79.37 mv		02/01/1902	996.54	onbekend
161	128 063w0153	kb26d63w-B156	KB74				74.0	229220	189990	81		81.96 mv		02/01/1910	1161.93	onbekend
162	127 063w0154	kb26d63w-B157	KB82	ZwSch1			113.0	229368.8	189722.7	83	83	79.94 mv			557	onbekend
163	126 063w0155	kb26d63w-B158	KB83	ZwSch2			114.0	229278.8	189752.1	83	83	79.95 mv			329.5	onbekend
164	125 063w0165	kb26d63w-B167	KB105				105.0	233330	189437	79.71	79.71	77.72 mv		02/01/1935	1500.63	Foraky-Brussel
165	83 063w0193	kb26d63w-B195	KB116				116.0	230900	192734	80.83	81.47	79.22 mv			1519.27	Foraky-Brussel
166	12 063w0200	kb26d63w-B202	KB121				121.0	229793	196682.7	73.16	73.16	75.04 mv		13/08/1952	1320.6	onbekend
167	103 063w0212	kb26d63w-B215	KB154	KS14			154.0	226180	192030	81.6	81.61	78.64 mv			1111.3	Foraky-Brussel
168	102 063w0214	kb26d63w-B217	KB162	KS17			170.0	233670	191240	83.14	85.94	83.02 mv		01/01/1983	1213.4	Foraky-Brussel
169	82 063w0215	kb26d63w-B218	KB164	KS19			172.0	233420	192710	84.5	86.74	84.47 mv		01/01/1983	1228	Foraky-Brussel
170	101 063w0217	kb26d63w-B220	KB180	KS43			192.0	227123.7	19228.4	80	82.81	79.96 mv			618	Foraky-Brussel

Figuur 6: Een uitsnede uit de tabel met de boringgegevens. Per lijn is een boring weergegeven en de attributen die erbij horen in de verschillende kolommen.

Het onderscheid tussen de formaties van Flénu en Neeroeteren was eenduidig volgens de boorinterpretaties vanwege het grote lithologische contrast tussen beide. Onder deze grens is er beduidend minder lithologisch contrast tussen opeenvolgende lithostratigrafische eenheden en werden er gidshorizonten gebruikt. Volgende gidshorizonten werden gebruikt:

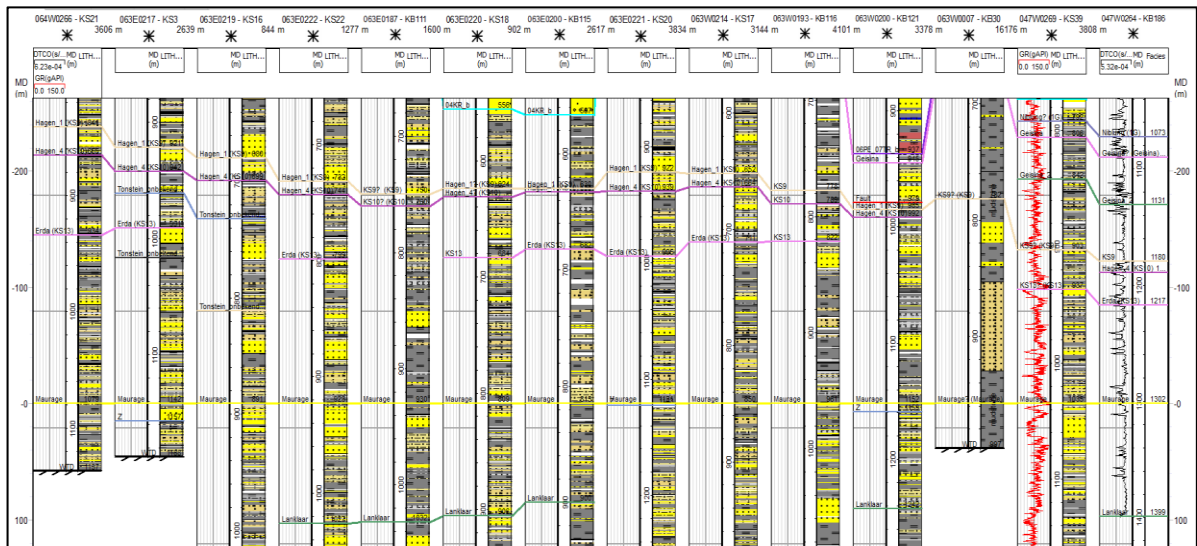
- Mariene horizonten (Lingula Brachiopoden) en brakwater horizonten (Geisina Ostracoden en Estheria Conchostraceans) die vooral onderaan in de Formatie van Flénu voorkomen. Hogerop verdwijnen deze door het gebrek aan mariene of zelfs brakwater incursies vanwege een ondieper wordend afzettingmilieu.
- Vulkanische lagen of tonsteins zijn hogerop in de Formatie van Flénu bepalend (door de afwezigheid van vervolgbare mariene/brakwater horizonten).

De geïnterpreteerde mariene horizonten en vulkanische aslagen werden over geheel West-Europa geïdentificeerd en hebben daarom kenmerkende namen gekregen volgens deze van de landen waarin ze eerste beschreven werden. Zo krijgen ze voor het Bekken van de Kempen vooral namen volgens de Duitse nomenclatuur (Paproth et al., 1983).

De kwaliteit van deze boringen varieert sterk. Héél wat boringen zijn voorzien van gekernde intervallen voor het Westfaliaan, wat de kwaliteit van de boorbeschrijvingen en -interpretaties ten goede komt. Indien de boring niet gekernd werd - wat voornamelijk het geval is bij de oudere boringen van begin 20^e eeuw - konden er typisch heel wat van de (vaak dunne) kenmerkende gidshorizonten niet geïdentificeerd worden, wat de lithostratigrafische interpretaties van deze boringen bemoeilijkt.

Om de boringen te kunnen correleren met elkaar of eenvoudig te kunnen vergelijken in functie van latere interpretaties, werden de boringen en bestaande interpretaties in de GOCAD-software ingeladen. Eerst werden de boorlocaties (x, y, z) ingeladen. Vervolgens werden aan de boringen eventuele boorgatmetingen (uit LAS-files) gekoppeld. Hierna werd per boring ook steeds de hoofdlithologie afkomstig van de lithologische beschrijving (uit de GEKKO-databank) ingeladen en geplot in GOCAD. Tenslotte werden de bestaande interpretaties van lithostratigrafische grenzen of laagvlakken ingeladen.

Na het inladen kon gekozen worden om al deze data voor een selectie van boringen weer te geven in een correlatieprofiel binnen GOCAD. Zodoende konden de hoofdlithologie, bestaande interpretaties van lithostratigrafische eenheden of gidslagen en log-signatuur bekeken worden in één oogopslag. De interpretaties van lagen in verschillende boringen konden ook opgelijnd worden zodat de diktes, lithologie en logsignatuur van de boven- en onderliggende eenheden vergeleken konden worden (Figuur 7). Dit maakt het eenvoudiger om correlaties te maken tussen boringen.



Figuur 7: Voorbeeld van een correlatiepaneel tussen boringen in GOCAD. Een selectie van boringen wordt naast elkaar weergegeven met hun hoofdlithologie, interpretaties van lagen en eventuele boorgatmetingen. Het paneel werd geijkt op de interpretatie van de geel aangeduide laag.

Naast de boringen in Vlaanderen, werden ook nabijgelegen Nederlandse boringen die het Westfaliaan aanboorden, verzameld. Deze boorinformatie werd verzameld uit de Nederlandse databank NLOG (www.nlog.nl). Hiervan is in het bijzonder boring Nederweert (Figuur 5) van belang voor de seismische interpretatie van het Westfaliaan in de Roerdalslenk (zie paragraaf 4.1). De boring Kemperkoul is dan weer van belang voor de validatie van extrapolaties van afzettingstrends vanuit het studiegebied richting het zuidoosten (Nederlands Limburg; zie Figuur 38).

2.3. MIJNGEGEVENS

In het centrale deel van de Provincie Limburg, in dit rapport ook het “Mijngebied” genoemd, werd er in de 20^{ste} eeuw volop steenkool ontgonnen uit de lagen van het Westfaliaan (voor locatie zie Figuur 5). Daarbij werden kaarten gemaakt gebaseerd op gegevens en metingen van de mijngangen en -panelen, de ontgonnen steenkoollagen erin en de breuken die ze onderbreken. Deze kaarten en metingen bieden aldus 3D 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, net zoals voor het G3Dv3-model (Deckers et al., 2019).

Van de aanwezige koollagen in de Formatie van Flénu zijn er slechts een beperkt aantal in het onderste Lid van Meeuwen ontgonnen, en dit uitsluitend in het uiterste zuidoostelijke voorkomen waar deze subcroppen onder de Krijtgroep. Hierdoor is de bruikbare data uit het Mijngebied beperkt tot een kleine regio in het uiterste zuidoostelijke studiegebied.

Als aanvullende informatie werden ook de koollagen uit het onderliggende Lid van Eikenberg van de Formatie van Charleroi meegenomen.

De ondergrenzen van de leden van Eikenberg en Meeuwen vallen echter niet samen met de ontgonnen koollagen, maar vallen ertussen. Om de koollagen alsnog mee te kunnen nemen voor ondersteuning van de seismische interpretatie van de basissen van bovengenoemde leden, werden volgende stappen doorlopen:

- Eerst werden in de boringen nabij het Mijng gebied de koollagen geïdentificeerd die ook in het Mijng gebied ontgonnen werden.
- Vervolgens werden de diktes afgeleid tussen deze meest regionaal ontgonnen koollagen en de reeds geïnterpreteerde basissen van de leden van Meeuwen en/of Wasmes in nabijgelegen boringen. Voor de meer regionaal ontgonnen koollagen valt op dat de afgeleide diktes een algemene trend van verdunning vertonen richting het noordwesten en dat er geen significante diktesprongen zijn over breuken heen.
- Deze afgeleide diktes werden vervolgens opgeteld bij of afgetrokken van de diepte van de betreffende koollagen om zo een ingeschatte diepte van de basissen van de leden van Meeuwen en/of Wasmes af te leiden.

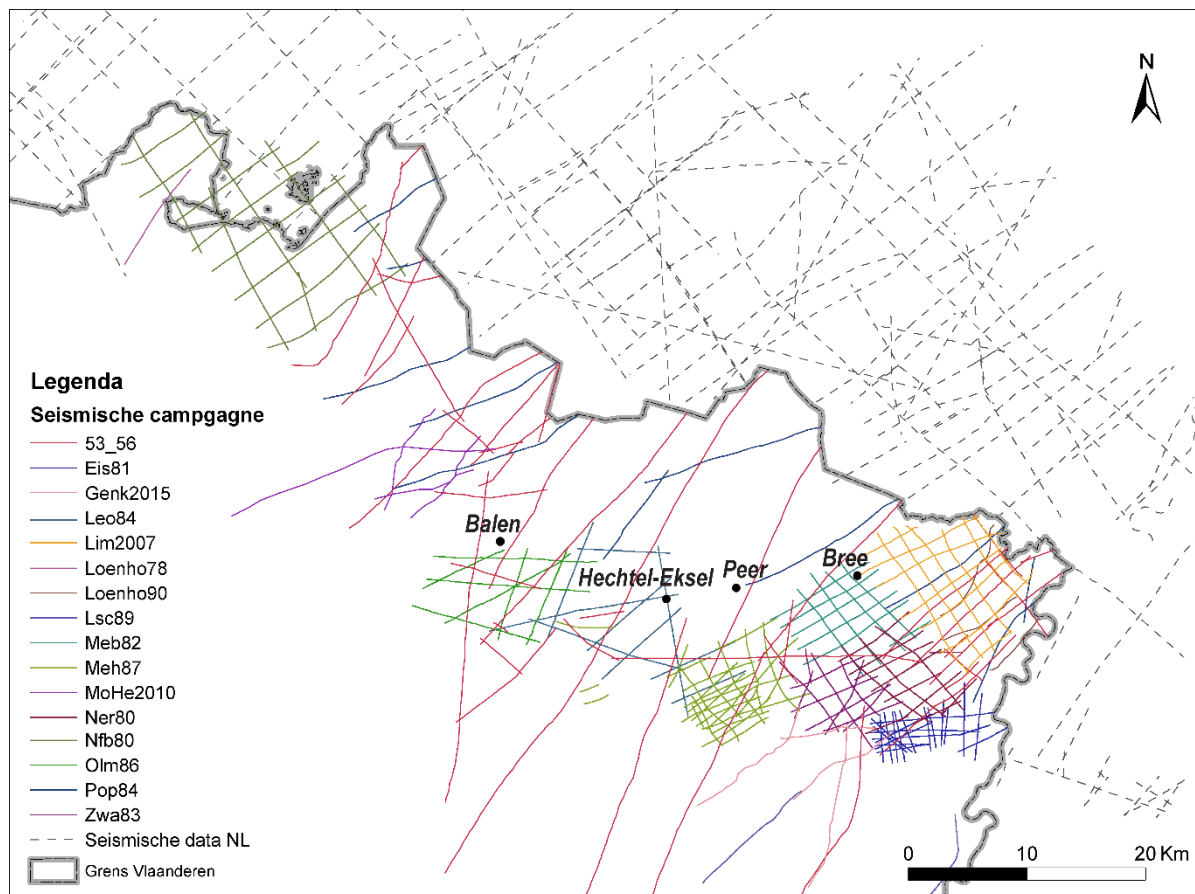
Zodoende werden nieuwe punten bekomen die gebruikt konden worden als ondersteuning voor de interpretaties van de basissen van de leden van Eikenberg en Meeuwen in het Mijng gebied.

2.4. SEISMISCHE DATA

Binnen het studiegebied is er beschikking over 2D seismische data. Deze 2D seismische data waren beschikbaar uit de databanken van ALBON, BGD, NLOG en VITO (confidentieel). In functie van de H3O-De Roerdalslenk (Deckers et al., 2014) en H3O-De Kempen (Vernes et al., 2018) projecten alsook het G3Dv3-model (Deckers et al., 2019), werden deze seismische data reeds vectorieel beschikbaar gemaakt.

Een overzicht van de gebruikte seismische data is weergegeven in Tabel 2 en hun locatie in Figuur 8. Hierbij valt op dat er geen evenwichtige verdeling is van de seismische bedekking binnen het studiegebied. Ten zuiden van de lijn Balen - Hechtel-Eksel - Peer - Bree is er bijvoorbeeld een veel grotere bedekking van seismische data dan ten noorden ervan. De aanwezigheid van een grotere bedekking door seismische data zal zich algemeen ook vertalen in een groter detail en grotere zekerheid 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. De kwaliteit van de verschillende seismische campagnes is weergegeven in Tabel 2 en de aanwezigheid van boringen is weergegeven in Figuur 5. Deze kwaliteit wordt vaak bepaald door de ouderdom, want hoe jonger de campagnes, hoe beter de acquisitie- en processingtechnieken. Het jaartal van uitvoering van de verschillende seismische campagnes zit reeds in hun naamgeving verwerkt in Tabel 2. De kwaliteit van de seismische data voor het boven Westfaliaan wordt echter in grote mate bepaald door het doel van deze campagnes. Seismische campagnes die bedoeld zijn voor de studie van het ondiepe bereik (Cenozoïcum) hebben een hoge resolutie en goede kwaliteit tot enkele 100- en milliseconden, maar een slechte kwaliteit voor het diepe, beoogde bereik van het boven Westfaliaan. Tabel 2 geeft een overzicht van het bereik (ondiep of diep) waarvoor de verschillende seismische campagnes geschoten werden.

De combinatie van dekking van seismische lijnen en hun kwaliteit geeft in grote mate de onzekerheid van het model weer in de betreffende regio. Ten noorden van Peer is bijvoorbeeld weinig dekking door seismische lijnen, en deze lijnen zijn ofwel oud (Campagne 1953-1956) of voor het Cenozoïsche bereik geschoten (Poppel-Lommel-Maaseik 84-campagne), met dus slechte kwaliteit voor het boven Westfaliaan. Daarom zijn de modellen van het boven Westfaliaan in deze regio uiterst onzeker.



Figuur 8: Overzicht van de verschillende seismische campagnes die gebruikt werden voor de opmaak van de modellen. Let op de beperkte seismische bedekking in het noorden. Als aanvulling, werd net over de grens van Vlaanderen ook Nederlandse seismische data gebruikt.

Tabel 2: Overzicht van de gebruikte seismische campagnes, hun beoogd dieptebereik, hun kwaliteit voor het Westfaliaan en voor de interpretatie van welke eenheden ze gebruikt werden.

Seismische campagne	Beoogd dieptebereik	Kwaliteit Westfaliaan	Gebruikt voor interpretatie van:
Campagne 1953 - 1956	Diep	Laag	Flénu en Neeroeteren
Eisden 1981	Diep	Laag	Flénu
Genk 2015	Diep	Hoog	Onderkant Flénu
Leopoldsburg 1984	Diep	Matig	Flénu
Limburg 2007	Diep	Hoog	Bovenkant Flénu en Neeroeteren
Loenhout 1978	Diep	Laag	Onderkant Flénu
Loenhout 1990	Diep	Hoog	Neeroeteren
Meeuwen - Bree 1982	Diep	Matig	Flénu en Neeroeteren
Meeuwen - Hechtel 1987	Diep	Matig	Onderkant Flénu
Mol-Herentals 2010	Diep	Laag	Onderkant Flénu
Neeroeteren - Rotem 1980 - 1981	Diep	Matig	Flénu en Neeroeteren
Northern flank Brabant Massif 1980	Diep	Matig	Onderkant Flénu
Olmen - Meerhout 1986	Diep	Laag	Onderkant Flénu

Poppel - Lommel - Maaseik 1984	Ondiep	Laag	Flénu en Neeroeteren
Zwartberg - Opglabbeek 1983	Diep	Matig	Flénu en Neeroeteren

Een mogelijke verbetering van de kwaliteit van seismische data kan verkregen worden door deze te reprocessen. Zo werden in 2003 de seismische campagnes van Meeuwen-Bree en Neeroeteren-Rotem gereprocesst met als doel een beter resolutie en seismisch beeld te krijgen (betere signaal-ruis verhouding) onder de top van het Carboon (van Tongeren, 2004). Belangrijkste stappen hiervoor waren het onderdrukken van hoog frequente ruis en CRS (Common Reflection Surface) processing. De CRS methode houdt rekening met hellingen en krommingen van lagen, wat leidt tot een betere processing van complexe structuren en een toename in signaal-ruis verhouding. Voor de huidige studie werden deze gereproceste lijnen gebruikt.

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. Net zoals voor het G3Dv3-model, werd hiervoor nu ook gesteund op het GOCAD softwarepakket. In GOCAD waren voor het G3Dv3-model ook reeds alle seismische data ingeladen en correct geïnterpreteerd ten opzichte van de referentiehoogte (0 m T.A.W.) en polariteit (voorstelling van impedantiecontrasten). Deze data kon voor het huidige model volledig overgenomen worden.

2.5. GEOLOGISCHE MODELLEN

Als uitgangssituatie voor het Westfaliaan kon er vertrokken worden van het G3Dv3-model. Van dit G3Dv3-model werden volgende zaken gebruikt:

- Boorinterpretaties voor de top van het Westfaliaan (basis Perm/Trias en Krijtgroep)
- De seismische interpretaties van horizons van het Westfaliaan. Dit betreft zowel de top van het Westfaliaan (basis Krijtgroep of basis Permo-Trias) als intra-Westfaliaan horizons. Voor het G3Dv3-model werden de intra-Westfaliaan horizons geïnterpreteerd om daarmee de basis van het Westfaliaan te kunnen modelleren - in gebieden waar deze seismisch onbetrouwbaar of onzichtbaar is - aan de hand van een diktestapeling. In functie hiervan werden ook de basissen van de Formatie van Neeroeteren, Lid van Neerglabbeek, Formatie van Flénu en het Lid van Eikenberg geïnterpreteerd (zie Tabel 2-3 in Deckers et al., 2019). Voor de seismische interpretaties werd gestart van de naar tijd geconverteerde boorinterpretaties afkomstig uit de GEKKO-databank. Omdat voor deze studie echter sommige boven Westfaliaan eenheden in de boringen geïnterpreteerd werden (zie paragraaf 3.1), dienden ook de seismische interpretaties aangepast te worden. Ook de extra gidslagen die voor deze studie in het boven Westfaliaan seismisch geïnterpreteerd werden (zie paragraaf 4.2.1) zorgde voor betere inzichten in het verloop van de horizons, wat aanpassingen aan de horizons van het G3Dv3-model noodzakelijk maakte. De seismische interpretaties van de basis van de Krijtgroep werden niet aangepast en deze van het Permo-Trias lokaal wel op basis van nieuwe inzichten in deze studie (zie paragraaf 4.2.2).
- Het snelheidsmodel voor het Westfaliaan werd overgenomen voor omzetting van de laagvlakken van tijd naar diepte.
- De 3D snelheidsvoet werd overgenomen voor de omzetting van de breukvlakken van tijd naar diepte
- 3D breukvlakken waren opgemaakt in tijd en diepte
- 3D laagvlakken waren opgemaakt in tijd en diepte van de basis en top van het Westfaliaan (inclusief basissen van het Perm/Trias en de Krijtgroep)

HOOFDSTUK 3. WERKWIJZEN EN RESULTATEN INTERPRETATIES BORINGEN

3.1. WERKWIJZE INTERPRETATIE BORINGEN

Deze paragraaf geeft een toelichting van de werkwijze waarop boringen geïnterpreteerd werden. De resultaten van deze interpretaties worden toegelicht in de volgende paragraaf 3.2. De nieuwe inzichten die mede hieruit volgen worden verder besproken in HOOFDSTUK 6.

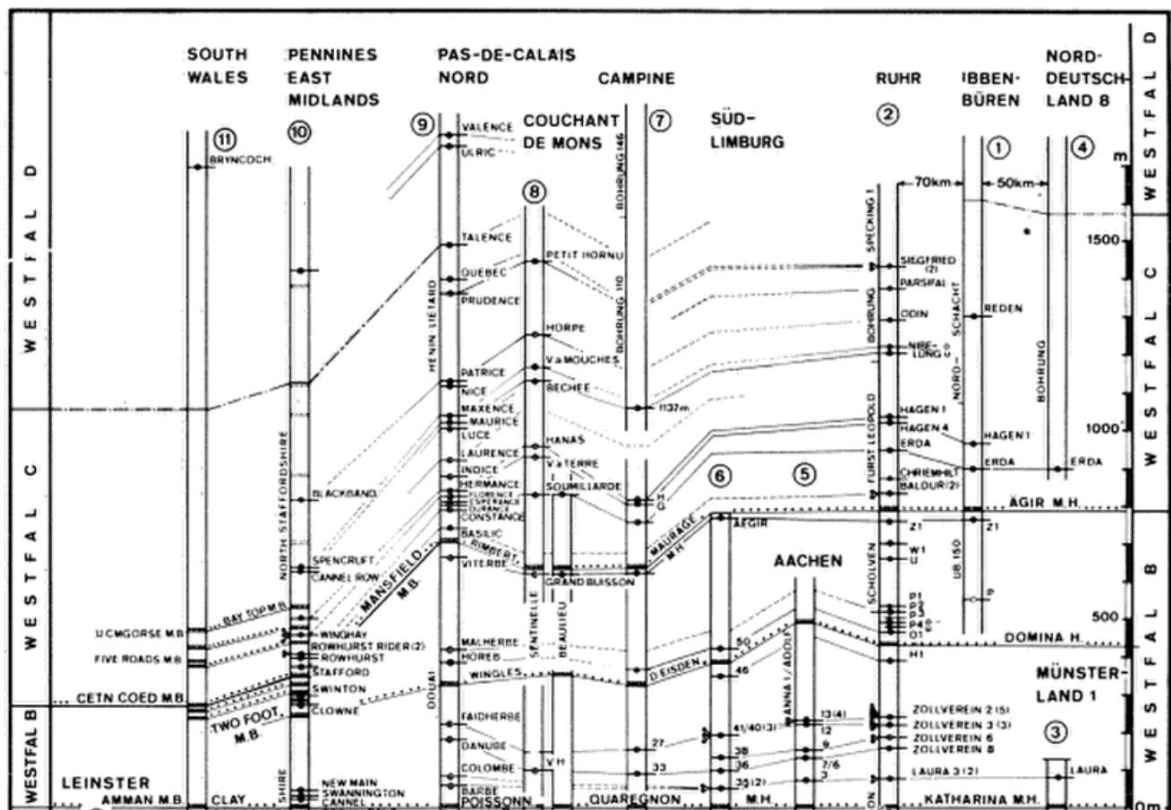
Zoals bij de data-inventarisatie (paragraaf 2.2) al werd toegelicht, werden alle beschikbare boorbeschrijvingen en -interpretaties over de stratigrafische grenzen of gidslagen in het boven Westfaliaan B en het gehele Westfaliaan C en D onttrokken uit de GEKKO-databank en in GOCAD ingeladen voor visualisatie. Deze bestaande interpretaties omvatten de basissen en toppen van de leden alsook kenmerkende gidslagen in de Formatie van Flénu. Deze gidslagen kunnen centimeterdikke mariene/brakwater laagjes of vulkanische aslagen voorstellen. Er is daarbij minder houvast op interpretaties van vulkanische aslagen dan bij mariene en brakwater horizons. Dit omdat in mariene en brakwater sequenties eenvoudiger de kenmerkende fossielen gedetermineerd kunnen worden dan bij vulkanische aslagen. Ook kunnen verschillende vulkanische aslagen een gelijkaardige samenstelling hebben, en is er vaak geen analyse qua samenstelling uitgevoerd. Daarnaast zijn aslagen soms moeilijk te traceren omdat 1) ze vaak erg dun zijn (in de orde van een paar centimeter) en 2) dat ze enkel bewaard zijn in koollagen, maar niet in de tussenliggende zandlagen (te hoogenergetisch afzettingsmilieu). Deze combinatie zorgt ervoor dat de aslagen niet steeds opgemerkt zijn in de boringen of gewoon afwezig kunnen zijn. Omwille van het bovenstaande is de correlatie van de koollagen (waarin de vulkanische lagen voorkomen) zelf ook een belangrijk houvast geweest. De combinatie van koollagen en aslagen is zeker tot in het onderste deel van het Lid van Neerglabbeek een ideale combinatie om gedetailleerd en betrouwbaar correlaties uit te voeren. Hogerop dit lid is het moeilijker om koollagen te correleren. Dit kan toegeschreven worden aan het opsplitsen en het lokaal afwezig zijn van koollagen ten gevolge van het hoger energetische milieu waaraan ze blootgesteld werden.

Daarnaast werden voor boringen in het uiterste oosten ook de belangrijkste biostratigrafische grenzen ingeladen. Het betreft de grenzen tussen het Westfaliaan C en D volgens van Amerom en van Tongeren (2002; 2010) enerzijds en die volgens Streel et al. (2008) anderzijds.

Initieel is gestart met de interpretaties uit de GEKKO-databank te vergelijken met de beschikbare literatuur. De literatuur die daarvoor hoofdzakelijk geraadpleegd werd is: Delmer (1963), Bouckaert et al. (niet gepubliceerde update van correlatiepanelen uit Delmer, 1963 in en ten noorden van het Mijngebied) en Dusar et al. (1989a, 2000). De meeste van deze literatuur is samengevat in de correlatiepanelen van de mijngebieden, dewelke doorheen de jaren geupdate werden bij de Belgische Geologische Dienst en VITO en nu analoog beschikbaar zijn bij VITO. Op deze panelen staan gedetailleerde lithologs van mijnschachten en boringen. Detailcorrelaties tussen deze lithologs werden uitgevoerd op basis van voornamelijk mariene/brakwater horizons en koollagen. Tevens zijn ook ontbrekende intervallen te wijten aan breuken weergegeven. Bij vergelijking tussen deze panelen en de GEKKO-databank viel op dat er voor de basissen van de leden van Meeuwen en Neerglabbeek van de Formatie van Flénu alsook de Formatie van Neeroeteren veelal een goede overeenkomst was tussen de GEKKO-databank en de opgesomde literatuur. Voor de interpretaties van gids-aslagen, waaronder onder andere de basis van het Lid van Wasmes, was dit echter vaak niet het geval en daarnaast ontbraken een groot aantal aslagen nog in de GEKKO databank. De afwijkingen van interpretaties in de GEKKO-databank ten op zichte van de literatuur bleken weinig consistent te zijn, wat het moeilijk maakt om de oorzaak van deze fouten in de database te

achterhalen. De interpretaties op de bestaande correlatiepanelen zijn heel wat consistent en werden daarom ook voor deze studie grotendeels gevolgd. Ook breuken met een verzet van minstens 20 meter (ingeschat op basis van bestaande correlatiepanelen) werden toegevoegd aan de correlaties. Op basis van de boorbeschrijvingen werden voor verschillende boringen nog een aantal ontbrekende gids-aslagen toegevoegd, die als extra onderbouwing dienden voor zowel lokale correlaties van koollagen als regionale correlaties van gids-aslagen. In een beperkt aantal gevallen heeft dit ook geleid tot een herziening van het koollaagnummer waarin een bepaalde gids-aslaag voorkomt of omgekeerd tot een herziennig van de benaming van de aslaag aan de hand van de positie van de koollaag.

De correlatie van de vulkanische aslagen is grotendeels gebaseerd op het correlatieschema van Burger (1985) voor West-Europa (Figuur 9).



Figuur 9: Overzicht van correlaties van vulkanische aslagen binnen West-Europa (Burger, 1985)

Opvallend is dat op plaatsen waar de Formatie van Flénu dik ontwikkeld is, meer dan één vulkanische aslaag kan voorkomen in de buurt van de gids-aslagen zelf (zie bespreking in paragraaf 6.2). Dit maakt de identificatie van de specifieke gids-aslaag moeilijker. De keuze voor interpretatie van de gids-aslaag werd dan gemaakt op basis van de logische diepte- en diktetrends uit de correlaties.

In de Formatie van Flénu vermindert het aantal gids-aslagen naar boven toe. Daarenboven komen de bovenaan aangetroffen gids-aslagen slechts lokaal voor en waren deze tot op heden enkel in Frankrijk bekend, hetgeen ook deels gerelateerd kan worden aan de slechte vervolgbaarheid van de koollagen in dit interval gezien het hoger energetische afzettingsmilieu (zie bespreking in paragraaf 6.2). Mogelijk speelt ook de afstand tot het vulkanisme een rol. De variatie in dikte en korrelgrootte van onderzochte vulkanische aslagen in noord Frankrijk en het Verenigd Koninkrijk tonen aan dat een zuidoostelijke bron waarschijnlijk is (Bouroz, 1967; Spears and Kanaris-Sotiriou, 1979).

Daarom is naar een alternatief gezocht om de bovenkant van de Formatie van Flénu te kunnen correleren. Bovenin de Formatie van Flénu blijken een aantal dikkere zandsteenlichamen aanwezig te zijn, die redelijk goed vervolgbaar zijn. In totaal zijn op deze manier vier zandsteenlichamen geïnterpreteerd en gecorreleerd als extra ondersteuning voor de slechts lokaal voorkomende gids-aslagen.

Zo werden volgende nieuwe gidslagen voor het eerst geïnterpreteerd in de Formatie van Flénu voor deze studie:

- Eén aslaag, namelijk Chriemhilt, werd net zoals de andere gids-aslagen op basis van correlaties met Duitsland benoemd (deze aslaag is aangeduid bij “Ruhr” op Figuur 9).
- Twee aslagen, namelijk Durance en Talence, werden op basis van correlaties met Frankrijk als dusdanig benoemd (deze aslagen zijn aangeduid bij “Pas-De-Calais” op Figuur 9). Tijdens het Westfaliaan C en vroege Westfaliaan D maakte deze regio namelijk nog deel uit van hetzelfde voorlandbekken voordat het opgenomen werd in het Variscische front.
- Vier kenmerkende zandsteenlagen in het Lid van Neerglabbeek (Odin, de onderste van de vier zandsteenlagen, was al benoemd in Dusar, 1989b). De zandsteenlagen hebben informele namen gekregen op basis van hun ligging nabij kenmerkende vulkanische aslagen. De positie van de drie bovenste gecorreleerde zandsteenlagen en tussenliggende aslagen is heel gelijkaardig aan deze gekend in Nord-Pas-de-Calais (Caous & Leplat, 1994). Dit doet zeker voor het bovenste deel van Neerglabbeek een gelijkaardige evolutie vermoeden tussen het Bekken van de Kempen en het uiterste noorden van Frankrijk.

In totaal zijn 113 nieuwe en herziene interpretaties toegevoegd op een totaal van 289 interpretaties binnen de formaties van Flénu en Neeroeteren. Ruim een derde daarvan zijn nieuwe interpretaties van de basissen van de zandsteenpakketten, een ander derde zijn de nieuwe interpretaties van gids-aslagen en brakwater gidslagen en het laatste derde zijn herzieningen van bestaande interpretaties. Een overzicht van de voornaamste geïnterpreteerde gidslagen met bijhorend formele stratigrafie is weergegeven in Tabel 3. Ten opzichte van de onderliggende leden van de Formatie van Flénu, is het Lid van Neerglabbeek zeer dik. Om een betere vergelijking te kunnen maken met de onderliggende leden, werd het Lid van Neerglabbeek daarom onderverdeeld in drie informele eenheden voor deze studie (van oud naar jong):

- Neerglabbeek A: tussen de basis van het Lid van Neerglabbeek en de basis van de Odin zandsteen (zandsteen 1 in Tabel 3).
- Neerglabbeek B: tussen de Odin zandsteen en de eerste en ook best vervolgbare dikke zandsteen boven de Siegfried aslaag (zandsteen 3 in Tabel 3).
- Neerglabbeek C: tussen de eerste dikke zandsteen boven de Siegfried aslaag (zandsteen 3 in Tabel 3) en de top van het Lid van Neerglabbeek.

Binnen de Formatie van Neeroeteren is enkel een kleiige laag gecorreleerd tussen de beperkte set van boringen die deze aansneed (bovenste horizon op Correlatiepaneel 3 in Bijlage A). Diezelfde kleilaag werd ook reeds door Dusar (1989) als dusdanig gecorreleerd. In boring Neerglabbeek is er aanvullend nog een tweede kleiige sequentie geïnterpreteerd, die in geen enkele andere boring aanwezig is door post-depositionele erosie. Omdat deze kleiige lagen slechts in een beperkt aantal boringen werd aangetroffen en niet verder gebruikt werden voor deze studie, zijn deze niet opgenomen in Tabel 3.

De finale interpretaties van de boringen werden in een database opgeslagen. Figuur 10 toont een uitsnede van deze interpretaties. Per interpretatie van een laag of belangrijke breuk werd een lijn aangemaakt. Op deze lijn staan volgende gegevens:

- Gegevens boring (zie paragraaf 2.2)
- Diepte basis (of minimumdiepte basis, indien deze niet bereikt wordt) van de gidslaag en/of grens
- Naam van de gidslaag/eenheid of breuk

- Argumentatie voor de interpretatie (flora, fauna, aslaag)
- Welke bron gevolgd werd voor de interpretaties (literatuur of eigen interpretatie)
- Persoon en datum van de invoerder
- Opmerking met bijvoorbeeld een verklaring indien een interpretatie uit literatuur werd aangepast.

Tabel 3: Overzicht van geïnterpreteerde gidslagen en de lithostratigrafische eenheden waartoe ze behoren. De vulkanische aslagen die vervolgbaar zijn over het gehele studiegebied werden onderlijnd. De interpretaties van gidslagen binnen de Formatie van Neeroeteren zijn beperkt tot enkele boringen en werden niet verder gebruikt voor deze studie waardoor ze niet in deze tabel zijn opgenomen.

Formatie	Lid	Informele opdeling	Mariene/brakwater gidslaag	Koollagen	Vulkanische aslagen	Zandsteen sequenties	
Neeroeteren							
Flénu	Neerlabbeek	C	Estheria in 2A	2A		4	
						3	
		B				Talence	2
						Siegfried o	
						Siegfried u	
						Parcifal	1
	Wasmes	A			1P	<u>Odin</u>	1
			Estheria nabij Odin				
					1G	<u>Nibelung</u>	
				Geisina			
				Geisina 2			
					T3-4	Kobold-Laurence	
					T9	<u>Hagen 1</u>	
					T10	<u>Hagen 4</u>	
					T12/2	Durance	
Meeuwen				T13	<u>Erda</u>		
				T15	Chriemhilt		
			Estheria in Meeuwen				
			Maurage				
Charleroi	Eikenberg		Lanklaar		Z1		
			Eisden				

A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N
id	boring_id	bep_n	diepte_basis	lithostrat_id	nanocods_id	min_diepte_basis	diepte_basis_tijd	min_diepte_basis_tijd	argumentatie	persoon	datum	opmerking	referentie
2	880	38 047W0251	752,27	Krijt			638,68			Bernd	06/05/2019		G3Dv3
3	881	38 047W0251	754,3	Estheria_meeuwen			639,84		Estheria	Bernd	06/05/2019		Bernd
4	882	38 047W0251	779	Maurage			653,88		Lingula	Bernd	06/05/2019		Delmer (1963)
5	883	38 047W0251	1042	Elsden			799,83		Schelpen	Bernd	06/05/2019		Delmer (1963)
6	884	38 047W0251	1355	Quaregnon			965,59			Bernd	06/05/2019		Gekko
7	885	38 047W0251		Mons	-8888	1754,1		1165,66		Bernd	06/05/2019		Gekko
8	886	37 047W0256	764,83	Krijt			648,86			Bernd	06/05/2019		G3Dv3
9	887	37 047W0256	855,4	Maurage			700,88			Bernd	06/05/2019		Delmer (1963)
10	888	37 047W0256		Eikenberg	-8888	977,3		769,62		Bernd	06/05/2019		Delmer (1963)
11	889	6 047W0262	756,4	Krijt			641,92			Bernd	06/05/2019		G3Dv3
12	890	6 047W0262	758,5	Perm			648,98			Bernd	06/05/2019		G3Dv3
13	891	6 047W0262	829,8	T10			690,37			Bernd	06/05/2019	obv correlatie met 047W0264	Bernd
14	892	6 047W0262	837,3	T10			694,69			Bernd	06/05/2019	obv correlatie met 047W0264	Bernd
15	893	6 047W0262	864	T13			710,03			Bernd	06/05/2019	obv correlatie met KB186; bse Bernd	
16	894	6 047W0262	932,7	Maurage			749,2		Lingula	Bernd	06/05/2019		Delmer en Bouckaert
17	895	6 047W0262	937,7	T11			752,03		Tonstein	Bernd	06/05/2019	Tonstein net onder Maurage	Bernd
18	896	6 047W0262	1025	Lanklaar			801,1		Lingula	Bernd	06/05/2019		Delmer en Bouckaert
19	897	6 047W0262	1355	Quaregnon			980,32			Bernd	06/05/2019		Gekko
20	898	6 047W0262		Mons	-8888	1500		1056,12		Bernd	06/05/2019		Gekko
21	899	6 047W0262		Elsden	-4444				Schelpen	Bernd	06/05/2019	obv correlatie met K338.2 op	Bernd
22	900	4 047W0264	839	Krijt			724,97			Bernd	06/05/2019		G3Dv3
23	901	4 047W0264	852	Perm			737,16			Bernd	06/05/2019		G3Dv3
24	902	4 047W0264	862,45	Talence			743,29		Tonstein	Bernd	06/05/2019	naam tonstein gewijzigd obv	Dusar et al. (2004) niet g
25	903	4 047W0264	936	Siegfried_u			786,11		Tonstein	Bernd	06/05/2019	naam tonstein gewijzigd	Dusar et al. (2004) niet g
26	904	4 047W0264	988,9	Oelin_4s			816,58			Bernd	06/05/2019		Dusar et al. (2004)
27	905	4 047W0264	995,5	1P			820,36			Bernd	06/05/2019	Delmer en Bouckaert zeggen	Dusar et al. (2004)
28	906	4 047W0264	1072,5	Nibelung			864,16		Tonstein	Bernd	06/05/2019	1G	Dusar et al. (2004)
29	907	4 047W0264	1090,1	Geisina			874,1		Visresten en schelpen	Bernd	06/05/2019		Bernd
30	908	4 047W0264	1131	Geisina_2			897,08		Visresten en ostracoden	Bernd	06/05/2019		Dusar et al. (2004)
31	909	4 047W0264	1179,7	T10			924,2			Bernd	06/05/2019		Delmer en Bouckaert
32	910	4 047W0264	1189,4	Hagen_4			929,58		Tonstein	Bernd	06/05/2019	T10	Dusar et al. (2004)
33	911	4 047W0264	1217	Erda			944,84		Tonstein	Bernd	06/05/2019	T13	Dusar et al. (2004)
34	912	4 047W0264	1302	Maurage			991,41		Lingula	Bernd	06/05/2019		Dusar et al. (2004)
35	913	4 047W0264	1399	Lanklaar			1043,76		Lingula	Bernd	06/05/2019		Delmer en Bouckaert

Figuur 10: Een uitsnede uit de tabel met de boorinterpretaties. Elke rij stelt een interpretatie van een laag/grens of breuk voor. De kolommen duiden op de gegevens die allemaal verzameld werden per interpretatielijijn.

3.2. RESULTATEN INTERPRETATIES BORINGEN

Uit de interpretaties van de boringen bleek dat de gidslagen (mariene/brakwater horizons, vulkanische aslagen/koollagen en zandsteenpakketten) in de Formatie van Flénu algemeen goed lateraal vervolgbaar zijn in het gehele studiegebied. Zo konden steeds de leden van deze formatie volgens de klassieke lithostratigrafie in de boringen geïnterpreteerd worden. Dit lijkt erop te duiden dat er geen grootschalige erosie tussen de afzettingen door plaatsvond.

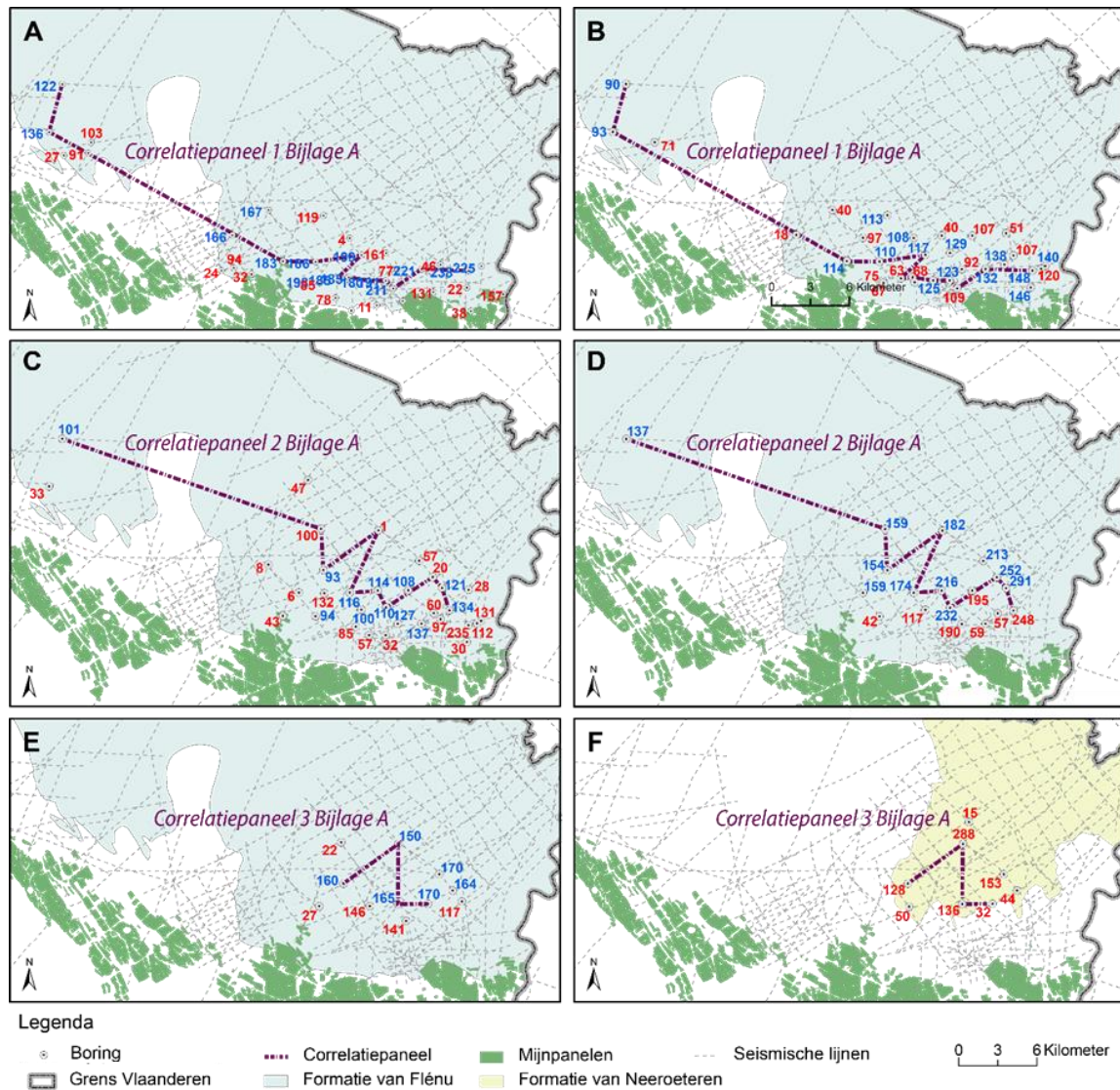
Echter, om dit te bevestigen, zal seismische data gebruikt dienen te worden (zie HOOFDSTUK 4). Zeker bovenin het boven Westfaliaan, waar er weinig en minder betrouwbare gidslagen zijn (enkel zandsteenniveaus en een beperkt aantal minder bekende en weinig beschreven vulkanische aslagen), kan er namelijk al snel een foute correlatie tussen deze gidslagen gebeuren. Seismische interpretaties kunnen dan helpen om de hierbij bekomen correlatielijnen tussen de boringen te valideren. Onderin het boven Westfaliaan zijn er meer talrijke, en beter te-correleren gidslagen (vulkanische aslagen en mariene/brakwater horizons), en zijn de correlaties ertussen ook beter betrouwbaar.

Wel is er een duidelijke afsnijding van gidslagen aan de top van het Westfaliaan die een gevolg is van post-depositionele erosie onder de basis van het Perm/Trias of de Krijtgroep. Uit de boringen blijkt duidelijk dat de erosie onder het Perm/Trias niet geleidelijk is in het studiegebied, maar lokale versterkingen vertoont. Hierdoor ontbreekt in bepaalde boringen de gehele sequentie van de formaties van Flénu en Neeroeteren onder het Perm/Trias dat in andere boringen wel nog aanwezig is. Dit wijst op lokale processen van opheffing en erosie tussen de afzettingen van het Westfaliaan en het Perm/Trias.

De dikte tussen de geïnterpreteerde gidslagen is niet uniform over het studiegebied. Zo varieert de dikte van het Lid van Meeuwen tussen 122 tot 238 m en dit van Wasmes tussen 90 en 148 m in boringen (Figuur 11). Deze diktevariatie is niet willekeurig, maar volgt een duidelijke algemene trend, namelijk van noordwestelijke verdunning. Dit is ook duidelijk zichtbaar op de correlatiepanelen 1 en 2 in Bijlage A van enerzijds de leden van Meeuwen en Wasmes en anderzijds het onderste en centrale deel van het Lid van Neerglabbeek (Neerglabbeek A en B).

De relatieve noordwestelijke verdunning is echter niet even groot voor alle pakketten. Zo is er binnen het Lid van Neerglabbeek een verdunning van 291 naar 137 m (53% verdunning) voor Neerglabbeek

B en van 137 naar 101 m (26% verdunning) voor Neerglabbeek A (Figuur 11) over een gelijkaardige afstand binnen het studiegebied.



Figuur 11: Diktes afgeleid uit boringen (blauw: volledig; rood onvolledig) voor het Lid van Meeuwen (A), Lid van Wasmes (B), Neerglabbeek A (C), Neerglabbeek B (D), Neerglabbeek C (E), Formatie van Neeroeteren (F). Opvallend is de sterke verdunning richting het noordwesten voor het Lid van Meeuwen tot Neerglabbeek B. Op elke figuur is het verloop van het betreffende correlatiepaneel voor deze eenheden uit Bijlage A weergegeven.

De trend van verdunning is lateraal ook niet uniform over het studiegebied, maar kent lokale versterkingen en soms ook subtiele verdikkingen tussen boringen richting het noordwesten. Verschillende factoren kunnen op lokale schaal echter een rol spelen indien het gaat over laterale (beperkte) diktevariaties tussen boringen:

- Verschillen in de hellingen van de lagen tussen de boringen zal een effect hebben op de aangeboorde verticale dikte. In werkelijkheid zou men hiervoor dus moeten corrigeren, maar deze informatie is vaak niet of onvoldoende gekend.
- Door de aanwezigheid van kleinere of moeilijk detecteerbare breuken kunnen bepaalde sequenties weggesneden (normale breuk) of verdubbeld (opschuivingsbreuk) zijn.

- Bepaalde gebieden kunnen stabiel zijn, en dus relatief minder snel subsideren dan andere, door verschillen in onderliggende structuren.
- Binnen het Lid van Neerglabbeek worden pakketten (A, B en C) onderscheiden op basis van zandsteenpakketten ertussen. Deze zanden zijn afgezet als fluvial fans, die kunnen variëren in richting, en waarin kleine geulstructuren kunnen voorkomen, waardoor dikteveranderingen hierin en eronder een gevolg kunnen zijn van deze (lokale) erosie eerder dan van grootschalige processen.

Seismische data kan gebruikt worden om meer inzicht te krijgen in welke van deze factoren op de boorlocatie meespelen.

HOOFDSTUK 4. WERKWIJZEN EN RESULTATEN INTERPRETATIES SEISMIEK

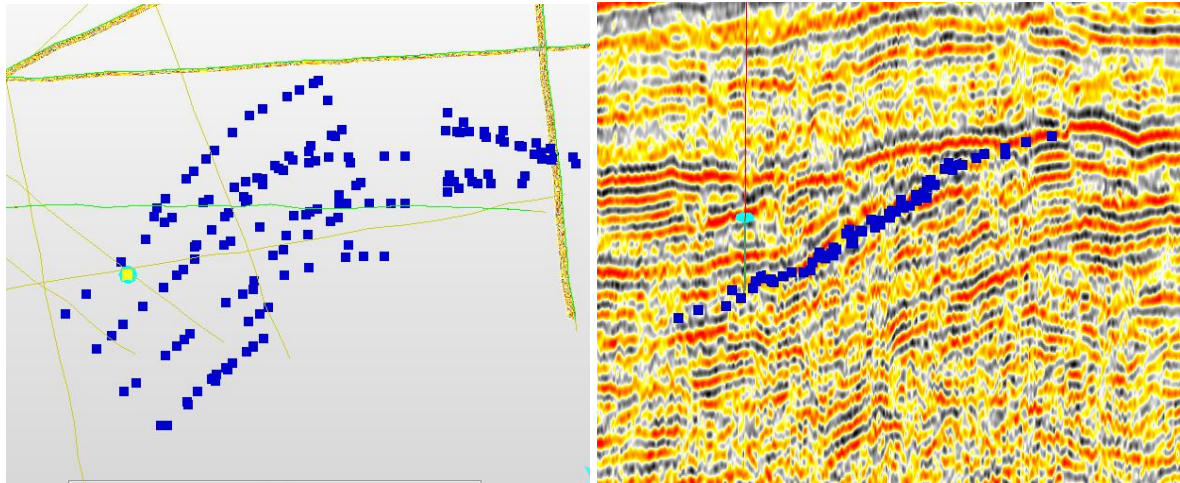
4.1. WERKWIJZE INTERPRETATIE SEISMIEK

Deze paragraaf geeft een toelichting van de werkwijze waarop de seismische lijnen geïnterpreteerd werden. De resultaten van deze interpretaties worden toegelicht in de volgende paragraaf 4.2. De nieuwe inzichten die mede hieruit volgen worden verder besproken in HOOFDSTUK 6.

4.1.1. ALGEMENE WERKWIJZE

Om lagen of horizons op seismische data te kunnen interpreteren, dient er een juiste koppeling te gebeuren tussen de stratigrafische grenzen zoals vastgesteld in de boringen of mijnpanelen en reflecties op snijdende seismische lijnen. Hiervoor dient de verticale diepteschaal van de boringen en mijnpanelen omgezet te worden naar de tijdschaal van de seismische lijnen. Dit stelt de interpretator dan in staat de diepteligging van stratigrafische niveaus uit de boringen of mijnpanelen op de snijdende seismische lijnen te visualiseren. De omzetting van diepte- naar tijdschaal gebeurde op de volgende manier:

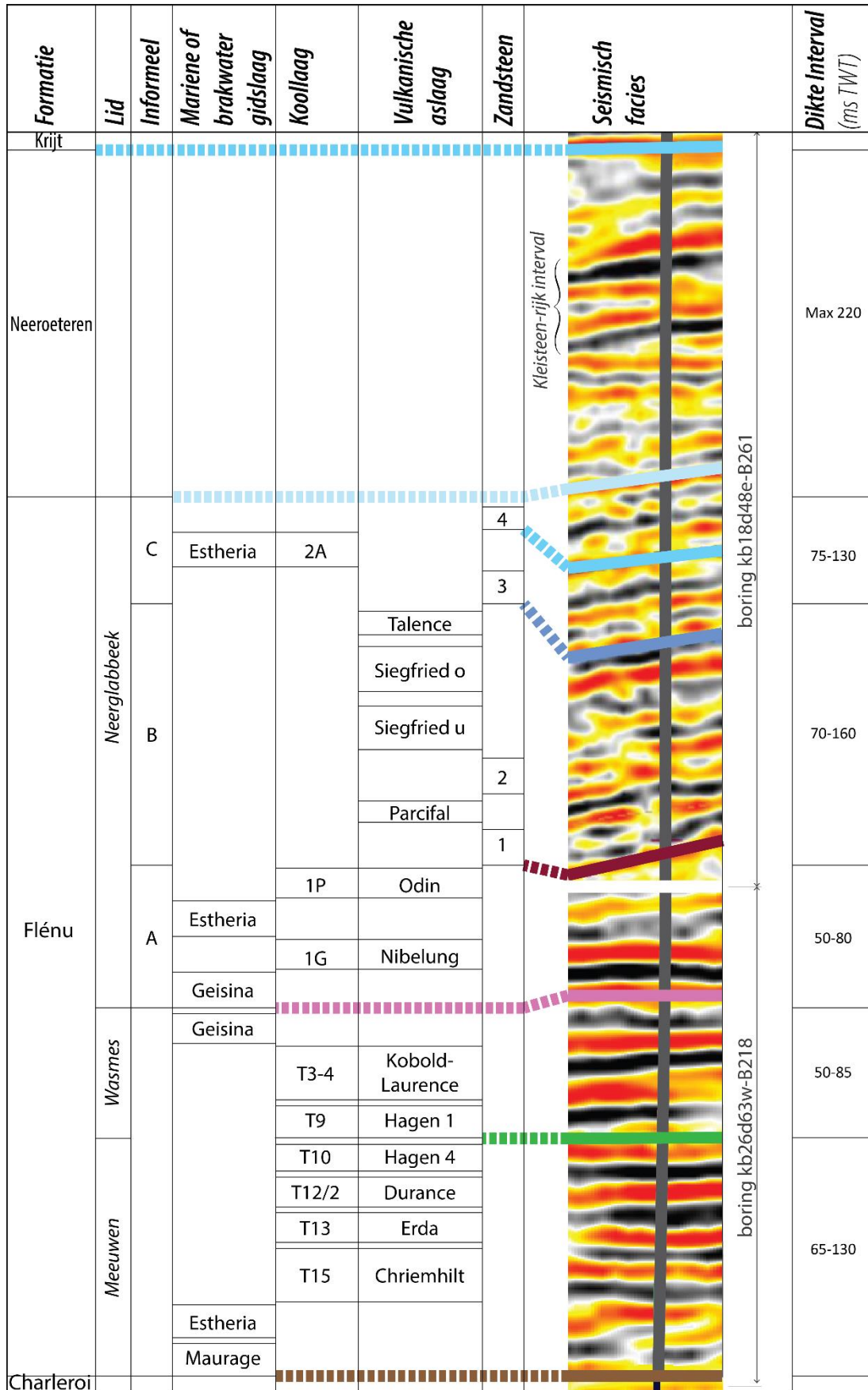
- Voor de boringen worden de diktes van de formaties van Flénu en Neeroeteren en de basissen van het Perm/Trias en de Krijtgroep berekend.
- Voor de mijnpanelen worden dan weer de diktes tussen enerzijds de lithostratigrafische grenzen gebaseerd op de koollagen en anderzijds het eerder opgemaakte basisvlak van de Krijtgroep uit het G3Dv3-model erboven berekend.
- Via het snelheidsmodel voor het Westfaliaan van het G3Dv3-model (zie ook paragraaf 5.2), werden de werkelijke diktes omgezet naar tijdsdiktes.
- De tijddiktes van de interpretaties van lagen in de boringen en Mijnpanelen werden opgeteld bij de eerder opgemaakte tijdsvlakken van de basissen van het Perm/Trias en Krijtgroep uit het G3Dv3-model. Zo werden nieuwe tijdsdieptes van deze interpretaties bekomen.
- De tijdsdieptes werden in GOCAD ingeladen zodat ze samen met de seismische data bekeken konden worden in het tijdsdomein (zie Figuur 12).



Figuur 12: Het gebruik van mijnpanelen en boringen als steun voor het uitvoeren van seismische interpretaties. Links zien we een bovenaanzicht van berekende tijpsdieptes van de basis van de Formatie van Flénu op basis van mijnpanelen (blauwe vierkanten) en een boring (gele cirkel) naast de beschikbare seismische lijnen. Rechts zien we hoe diezelfde tijpsdieptes van de mijnpanelen samen met de dieptes uit de boring (bleekblauw is basis Krijt, einddiepte bereikte net de basis van de Formatie van Flénu) gebruikt kunnen worden om de snijdende seismische lijnen te interpreteren.

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, werden niet alle interpretaties uit de boringen ook seismisch geïnterpreteerd. 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 de Formatie van Flénu), 2) belangrijke lithologische grenzen vormen (zoals de basis van de Formatie van Neeroeteren), 3) sterke impedantiecontrasten voorstellen (zoals de zandstenen in het Lid van Neerglabbeek). Tabel 4 toont welke horizons geïnterpreteerd werden.

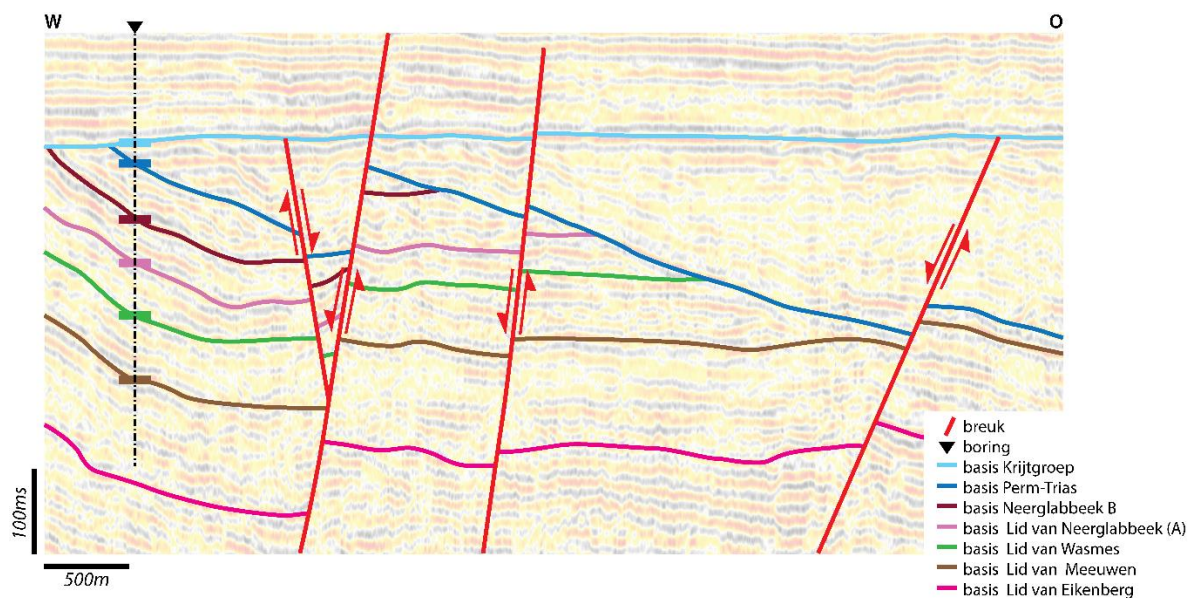
De interpretaties van de horizons op de seismische lijnen op basis van de snijdende boringen werden gecorreleerd en geïnterpreteerd op de overige, omliggende seismische lijnen via het softwarepakket GOCAD. Een voorbeeld van een volledig geïnterpreteerde sectie met de controle via de tijdsmarkers van een boring is weergegeven in Figuur 13.



Tabel 4: Weergave van de lithostratigrafische grenzen en/of gidslagen die seismisch geïnterpreteerd werden. In de rechterkolom is het seismisch facies van deze lagen weergegeven langs twee boringen, namelijk boring Opglabbeek-Nieuwe Kempen onderaan en boring Neerglabbeek bovenaan (zie Figuur 5 voor locatie).

De snelle verticale lithologische afwisseling van kleisteen-, siltsteen-, zandsteen- en koollagen zorgt ervoor dat individuele seismische reflecties een resultaat zijn van een combinatie van de impedantiecontrasten aan de grenzen van deze lagen. De seismische reflecties binnen de Formatie van Flénu stellen daarom geen individuele lagen voor, maar intervallen van opeenvolgingen. Vanwege het fluviatiele milieu, kunnen deze opeenvolgingen lateraal variabel zijn. Hierdoor is ook het seismische facies variabel in expressie. Verder zorgt de noordwestelijke verdunning van de eenheden (zie paragraaf 3.2) en de sterk variabele helling van de lagen ook voor veranderingen in seismische expressie. Tenslotte hebben ook nog de steenkoollagen een belangrijk effect op het seismisch facies, omdat ze zorgen voor absorptie van het seismische signaal, waardoor de reflecties binnen de Formatie van Flénu in het algemeen naar onder toe afnemen in sterkte. Hierdoor omvatten de eenheden van de Formatie van Flénu vaak sterke reflecties onder de basis van de Krijtgroep of het Perm/Trias, terwijl ze zwakkere reflecties vertonen wanneer ze dieper liggen onder jongere koollagen. Zodoende vermindert ook de kwaliteit van het seismisch beeld onder de top van de Formatie van Flénu.

Door deze vier hierboven vermelde factoren bovenop de verschillen die er al zijn tussen de seismische campagnes onderling, is het seismische facies van de Formatie van Flénu lateraal variabel. Dit bemoeilijkt de vervolgbaarheid bij seismische interpretaties ervan aanzienlijk. Daarom steunen de interpretaties van seismische horizons in de Formatie van Flénu vooral op correlaties met nabijgelegen boringen en neemt de onzekerheid soms al snel toe op grotere afstand van de boringen.



Figuur 13: Voorbeeld van de interpretatie van lijn 9 uit de Leopoldsburg campagne op basis van de nabijgelegen boring Lommel-Kerkhoven (DOV-proefnummer: [kb17d47w-B262](#)) met erop aangegeven interpretaties van binnen het Westfaliaan en de top ervan in tijd (voor locatie, zie Figuur 16). Let ook op de schijnbare onlap van reflectoren in het Perm/Trias. Dit stellen interbed multiples voor van de bovenliggende basis van de Krijtgroep in het transparante deel van het Perm/Trias (Formatie van Buntsandstein) bovenop de minder transparante onderkant van het Perm/Trias (Formatie van Helchteren en Lid van Gruitrode van de Formatie van Buntsandstein). Opvallend is ook de afsnijding van het Permo-Trias richting het westen, hetgeen vergelijkbaar is aan de afsnijding ten westen van het Lineament van Donderslag. Dit is ook terug te zien in de voorkomingsgrens van de Formatie van Flénu op Figuur 16.

Naast het gebruik van boringen en seismische facies werden ook de regionaal bekende discordanties gebruikt als kapstok voor de seismische interpretaties. Zo zijn er belangrijke discordanties aan de basis van de Krijtgroep en de basis van het Perm/Trias. Op plaatsen waar dit hoekdiscordanties voorstellen, zijn ze vaak heel bruikbaar om de interpretaties aan vast te hangen.

Om de seismische interpretatie van een horizon finaal te controleren en eventueel daarop te corrigeren, werd nog een extra controlestap uitgevoerd: de tijdsdiktes tussen interpretaties van opeenvolgende horizons op de seismische lijnen werden uitgezet ten opzichte van diktetrends tussen diezelfde horizons volgens de boringen. Deze vergelijking geeft dan een zicht op de correctheid van de interpretatie van de horizon op de seismische lijn. Bij sterke en/of onlogische afwijkingen zijn de seismische interpretaties gecontroleerd en geherinterpreteerd waar nodig totdat er een goede overeenkomst was met de boorgegevens in het tijdsdomein.

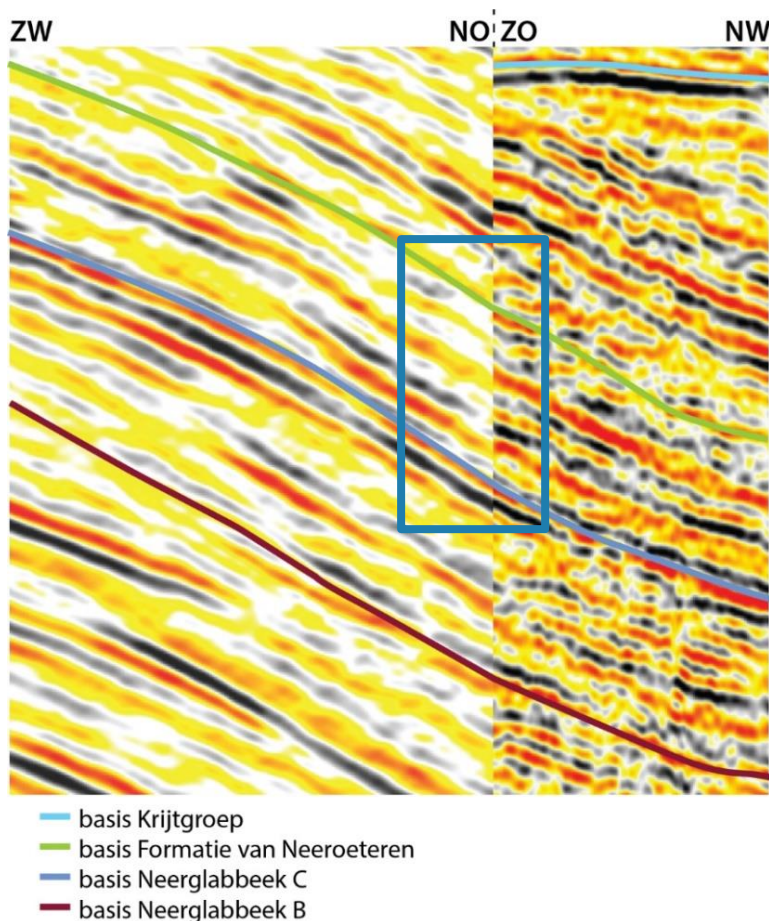
Voor een aantal oude boringen, die niet gekernd zijn en waarin tevens geen gidslagen beschreven zijn, is het detail van de lithologische beschrijving erg beperkt (zie paragraaf 2.2), waardoor de onzekerheid op de interpretaties ervan aanzienlijk groter is (zie HOOFDSTUK 3). Bij het rondcorreleren van de seismische interpretaties bleek dat twee van dergelijke boringen initieel niet correct geïnterpreteerd waren, en dus geherinterpreteerd dienden te worden. Het betreft boring Meeuwen-Gestel (DOV-proefnummer; [kb26d63w-B8](#); zie Figuur 5 en Figuur 18) alsook boring Meeuwen-Gruitrode (DOV-proefnummer: [kb26d63w-B6](#), locatie op Figuur 5). Op die manier vormden de seismische interpretaties ook een goede controle op de minder betrouwbare boorinterpretaties.

4.1.2. WERKWIJZE IN GEBIEDEN MET GEEN OF BEPERKTE BOORINFORMATIE

Er zijn ook seismisch bedekte gebieden binnen Vlaanderen zonder beschikbare boorinformatie. In deze gebieden dienden andere technieken of data uit andere gebieden gebruikt te worden om de interpretaties uit te voeren. Deze worden hieronder besproken.

→ Vergelijking van seismisch facies

De vergelijking kan gemaakt worden met het seismische beeld in gebieden waar er wel een goede controle is op de seismische interpretatie (door correlatie met een boring). Zodoende kan men dus het seismische beeld nabij een boring gebruiken om alsnog seismische interpretaties uit te voeren in regio's waar wel seismische data aanwezig zijn, maar geen boring. Dit kan eenvoudig uitgevoerd worden in de 3D omgeving van de GOCAD-software via projectie van de ene seismische lijn (inclusief bijhorende interpretaties) op nabijgelegen seismische lijnen (Figuur 14). Bij projectie kan men het 3D beeld dan zo verschuiven tot dat de beste match verkregen wordt tussen twee seismische lijnen, zonder dat deze lijnen elkaar hoeven te snijden.



Figuur 14: Projectie en vergelijking van seismisch facies van een lijn van de VITOLIM-campagne binnen de Roerdalslenk (links) met een lijn van de Neeroeteren-Rotem campagne in het Bekken van de Kempen (rechts; voor locatie, zie Figuur 16). In tegenstelling tot de VITOLIM-campagne, is er wel een goede controle op de interpretaties van de lijnen van de Neeroeteren-Rotem campagne door tal van boringen die deze laatste lijnen snijden. Daarom kan een projectie van het seismisch beeld met interpretaties vanuit de Neeroeteren-Rotem campagne helpen om de VITOLIM-campagne te interpreteren. Het blauwe kader toont het interval van sterke reflecties (ten gevolge van de aanwezigheid van dikkere zandsteencomplexen) bovenin het Lid van Neerlabbeek dat door diens continuïteit de beste overeenkomst geeft tussen beide seismische lijnen.

Deze techniek is veelvuldig toegepast, en was vooral voor interpretaties in de Roerdalslenk van groot belang. In het Vlaamse deel van de Roerdalslenk is namelijk niet tot in het Westfaliaan geboord. De lagen liggen hier algemeen ook veel dieper (door het grote verzet langsheen de randbreuken en de vervorming in de nabijheid van deze breuken) dan in het Bekken van de Kempen, waardoor het vervolgen van reflectoren tussen beide structuren heel moeilijk is. Figuur 14 toont de vergelijking van het seismisch facies die gemaakt werd tussen een goed te interpreteren seismische lijn buiten de Roerdalslenk (op basis van nabijgelegen boringen) en een daarnaast geprojecteerde lijn binnen de Roerdalslenk voor de bovenste delen van het Lid van Neerlabbeek en de Formatie van Neeroeteren. Zodoende konden deze eenheden ook in de Roerdalslenk deels geïnterpreteerd worden.

→ Gebruik van Nederlandse data

Naast het vergelijken van het seismische beeld, werd er voor de seismische interpretatie van het boven Westfaliaan in de Roerdalslenk ook gebruik gemaakt van Nederlandse data. Zo werden Nederlandse seismische lijnen vlakbij de grens gebruikt, alsook de Nederlandse boring Nederweert (locatie op Figuur 16). Dit is namelijk de enige boring in het zuidelijke deel van de Roerdalslenk die het Westfaliaan heeft aangeboord. Palynologische data van van de Laar (1985) tonen aan dat het jongste Westfaliaan in boring Nederweert een boven Westfaliaan B ouderdom heeft. Meer detaillering was echter niet mogelijk vanwege het ontbreken van kenmerkende gidslagen in de beschrijving. Echter, oppert van de Laar (1985) dat het bovenste deel van het Westfaliaan in boring Nederweert tot het jongste gedeelte van het boven Westfaliaan B moet behoren. Hieruit kan afgeleid worden dat de Westfaliaan B/C-grens net niet aanwezig is in boring Nederweert. Op een ZO-NW georiënteerde seismische lijn doorheen deze boring is duidelijk te zien dat er richting het zuiden pakketten bovenin het Westfaliaan bijkomen, zodat het Westfaliaan C (basis Formatie van Flénu) net ten zuiden van deze boring waarschijnlijk wel reeds aanwezig is, en hier dan ook indicatief geïnterpreteerd is. Van daaruit is getracht het seismisch facies te vervolgen op seismische lijnen richting het Vlaamse deel van de Roerdalslenk. Het uiteindelijke resultaat van deze oefening bleek realistische tijdsdiktes op te leveren tussen de basis van de Formatie van Flénu en de basis van de Formatie van Neeroeteren (die op basis van het seismische facies werd gemodelleerd; zie hierboven).

→ Gebruik van boringen met Westfaliaan B

In het noordwesten en noorden (ten noorden van de Breuk van Hoogstraten) van het Bekken van de Kempen is er vermoedelijk nog Westfaliaan C aanwezig, maar zijn er geen boringen om dit te bevestigen. Dit bemoeilijkt de interpretatie van het Westfaliaan C in deze regio's. Om alsnog het Westfaliaan C hier seismisch te kunnen interpreteren, werden volgende methodieken gebruikt:

- In de Mol-GT-boringen (locatie op Figuur 5) werd Westfaliaan B, maar geen Westfaliaan C aangeboord. De basis van Westfaliaan B werd daarom seismisch geïnterpreteerd en vervolgd richting het oosten, waar deze sterk verdiept over breuken. Op basis van diktetrends uit omliggende boringen werd de dikte van het Westfaliaan B in deze regio geschat op 550 m. De basis van het Westfaliaan C werd aldus bekomen door deze geschatte dikte (in tijd als 300 milliseconden two way traveltime) op te tellen bij de seismisch geïnterpreteerde basis van het Westfaliaan B.

- Ten noorden van de Breuk van Hoogstraten heeft de boring Meer (DOV-proefnummer: [kb8d7e-B224](#), locatie op Figuur 5) geen Westfaliaan C, maar net wel of net niet de Westfaliaan A-B grens aangeboord (Vandenberghé et al., 1988), zodat ook vanaf hier een indicatieve basis Westfaliaan B richting het noorden kon geïnterpreteerd worden. Op basis van de diktetrends is in deze regio een dikte aangenomen van ongeveer 450 meter voor het Westfaliaan B (in tijd ongeveer 250 milliseconde two way traveltime).

In boring Rijsbergen iets verder noordelijk in Nederland, waar terug wel Westfaliaan C aanwezig is, is het onderliggende Westfaliaan B echter nog veel dunner, maar dit is waarschijnlijk te wijten aan het doorboren van een belangrijke breuk (Van Wijhe & Bless, 1974). Op basis van de hierboven genoemde dikte-inschattingen van het Westfaliaan B ten noorden van de breuk van Hoogstraten werd aldus in deze regio een indicatieve basis van het Westfaliaan C seismisch geïnterpreteerd.

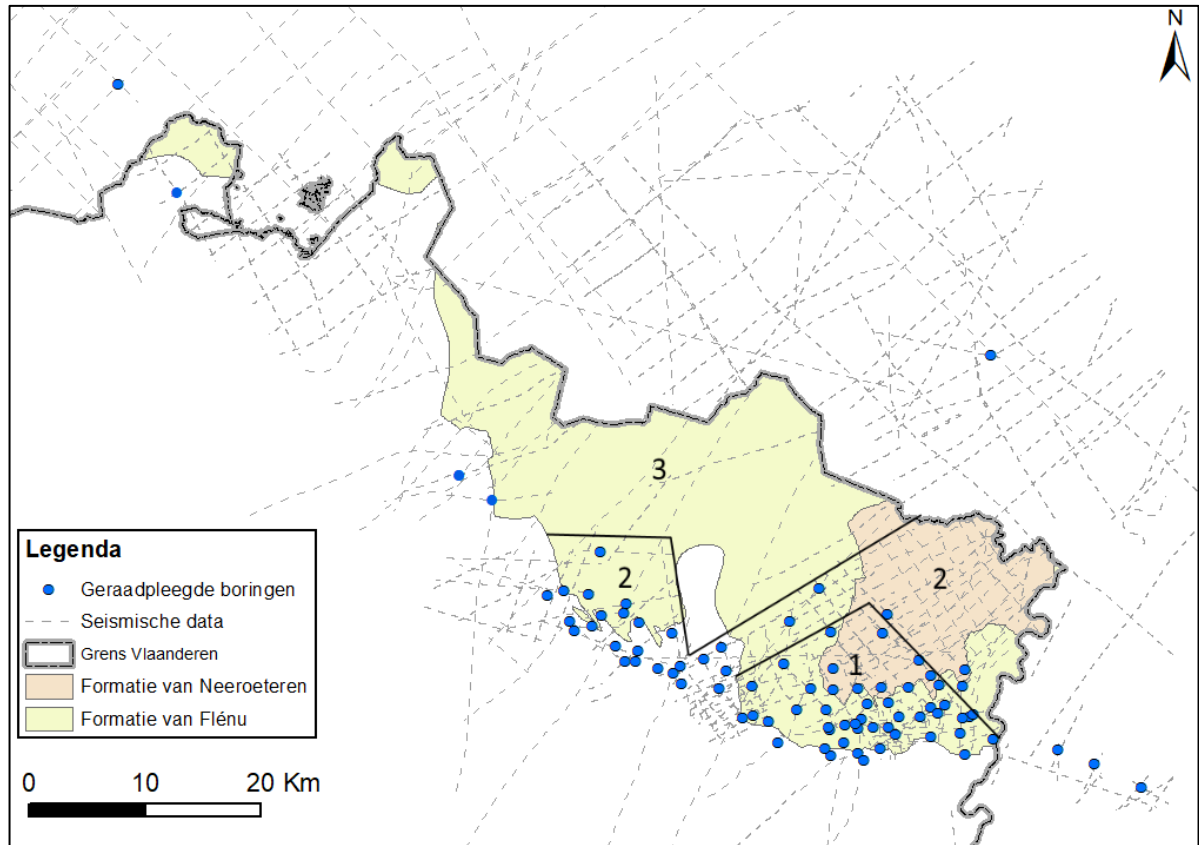
4.1.3. ONZEKERHEID OP INTERPRETATIES

Op basis van de beschikbare data in het gebied waar boven Westfaliaan voorkomt, kan het studiegebied opgedeeld worden in drie zones met verschillende onzekerheden wat betreft de seismische interpretaties, en dus ook het daarvan afgeleide model (zie Figuur 15). Hieronder een opsomming van deze zones van zeker naar onzeker:

1) Het gebied met de grootste zekerheid is het gebied van het mijngebied in het zuidwesten tot aan de randzone van de Roerdalslenk verder noordoostelijk. In deze zone zijn veel boringen en goede kwalitatieve seismische data aanwezig.

2) In het noordelijke deel van de Meeuwen-Bree campagne en in het zuidelijke deel van de Roerdalslenk is de onzekerheid groter vanwege het (bijna) ontbreken van boringen en de grote structurele complexiteit (Lineament van Gruitrode en randbreuken van de Roerdalslenk). De kwaliteit van seismische data is hier echter nog tamelijk goed.

3) De regio's met de grootste onzekerheid op de seismische interpretaties vormen het westen en noorden van het voorkomen van het boven Westfaliaan. Deze regio loopt van oost naar west eerst ten noorden van de Breuk van Grote Brogel, dan ten noorden van de seismische campagnes van Meeuwen Hechtel en Leopoldsburg, over de regio Mol naar het gebied ten noorden van de Breuk van Hoogstraten. Hier heeft de onzekerheid te maken met een combinatie van 1) het ontbreken van boringen die het boven Westfaliaan hebben aangeboord, 2) lokaal weinig bedekking van (goede kwalitatieve) seismiek en 3) de soms grote structurele complexiteit.

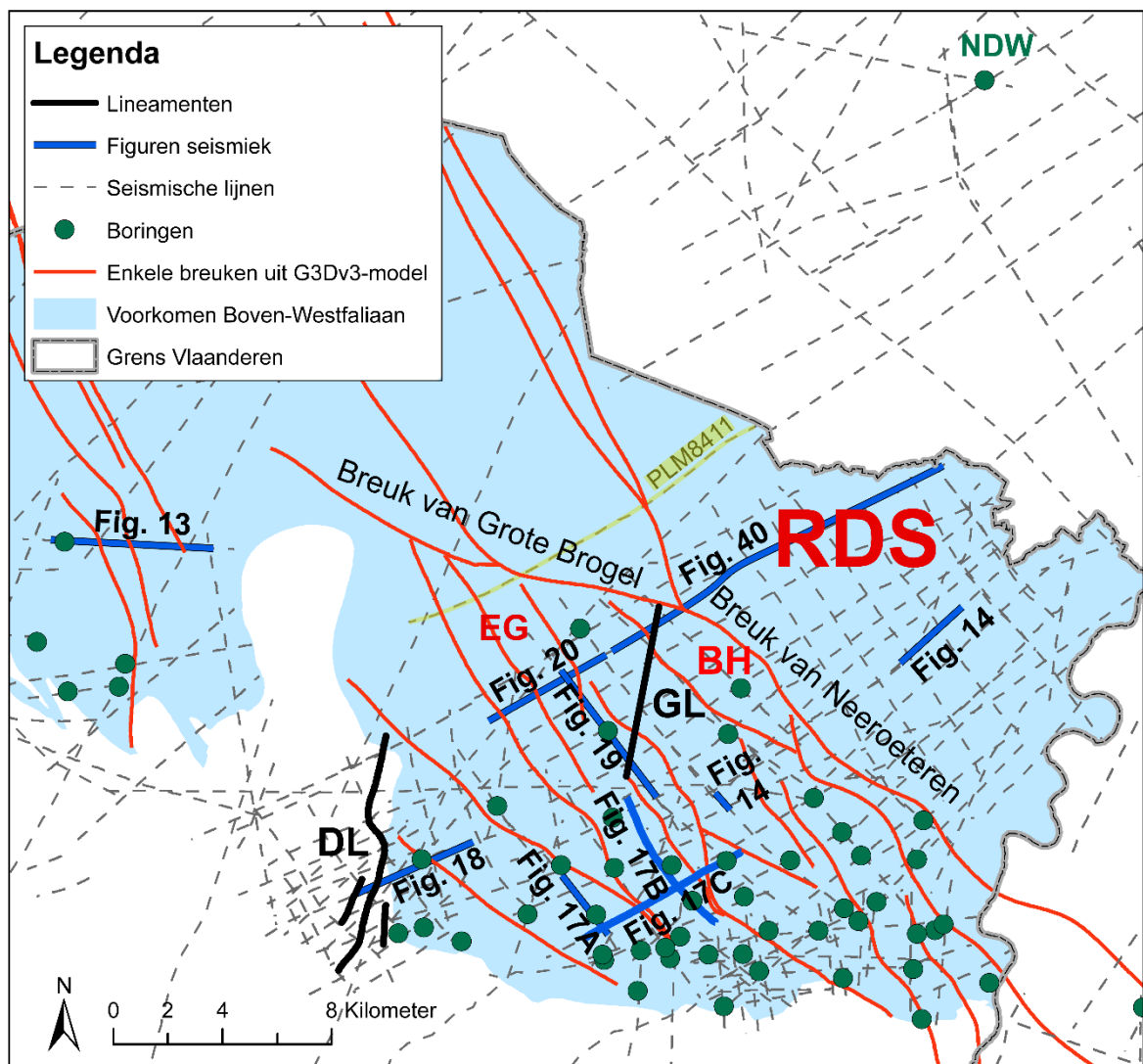


Figuur 15: Aanduiding van de drie gebieden in het voorkomen van het boven Westfaliaan met verschillende onzekerheden van interpretaties. In het gebied 1 zijn er veel boringen aanwezig en is er een goede seismische bedekking, waardoor deze het zekerste is. In gebied 2 zijn er weinig boringen, maar wel goed kwalitatieve seismische data, waardoor deze al meer onzeker is dan gebied 1. In gebied 3 zijn er geen boringen binnen Vlaanderen en is de kwaliteit van de seismiek meestal slecht, waardoor hier de grootste onzekerheid op interpretaties heerst.

4.2. RESULTATEN INTERPRETATIES SEISMIEK

De interpretaties van seismische lijnen tonen sterke vervorming van het boven Westfaliaan aan. Een deel van deze vervorming vond plaats tijdens de afzetting (syn-depositioneel) en een ander - veel belangrijker - deel na de afzetting (post-depositioneel) van het boven Westfaliaan. Syn- en post-depositionele vervormingen vinden plaats op andere tijdstippen en vaak met een andere dynamiek en zijn daarom belangrijk om te onderscheiden. Zo ook hebben we deze paragraaf onderverdeeld in intra-Westfaliaan of syn-depositionele seismostratigrafie (paragraaf 4.2.1) en seismostratigrafie aan de top van het Westfaliaan die post-depositioneel is (paragraaf 4.2.2).

Op basis van de horizoninterpretaties moesten ook een aantal nieuwe breuken geïntroduceerd worden en een aantal breuken worden aangepast (paragraaf 4.3).



Figuur 16: Het zuidoostelijke studiegebied met aanduiding van de locatie van de seismische lijnen en figuren die ervan gemaakt werden voor deze studie. Verder zijn ook enkele belangrijke breuken uit het G3Dv3-model weergegeven, de boringen die het boven Westfaliaan aanboren, boring Nederweert (NDW) en de belangrijkste lineamenten (DL= Lineament van Donderslag; GL= Lineament van Gruitrode). BH= Hoog van Bree; EG= Ellikom Graben; RDS = Roerdalslenk.

4.2.1. INTRA-WESTFALIAAN SEISMOSTRATIGRAFIE

De intra-Westfaliaan seismostratigrafie geeft een indicatie van welke grootschaligere (> 10 m) sedimentologische en tektonische processen er hebben plaatsgevonden tijdens de afzetting van het boven Westfaliaan. Een belangrijke observatie daarbij is dat er geen syn-sedimentaire breukwerking of lokale sterke plooiingen (syn- of anticlines) werden geobserveerd. Dergelijke processen hebben volgens de huidige studie enkel plaatsgevonden na de afzetting van het boven Westfaliaan, en worden daarom besproken bij de seismostratigrafie van de top van het Westfaliaan (zie paragraaf 4.2.2).

Hieronder worden de resultaten van de seismische interpretaties onder de top van het boven Westfaliaan besproken. De selectie van geïnterpreteerde horizons van het boven Westfaliaan alsook hun seismisch facies is weergegeven in Tabel 4. Net zoals voor de lithologie, treden bij seismiek ook de grootste faciesverschillen op tussen de formaties van Flénu en Neeroeteren. De reflectiviteit van de Formatie van Flénu is namelijk sterker dan deze van de Formatie van Neeroeteren. Daarom worden beide formaties hieronder apart besproken.

→ **Formatie van Flénu**

De horizons binnen de Formatie van Flénu lopen parallel tot subparallel in het gehele studiegebied. Ze lijken elkaar nergens af te snijden. Dit duidt op een tabulair afzettingspatroon, waarbij subsidentie plaatsvond over het gehele zuidelijke Bekken van de Kempen en de daardoor ontstane accommodatieruimte werd opgevuld met fluviaatiele afzettingen. Zeldzame mariene of brakwaterincursies alsook de vulkanische as konden zich daardoor verspreiden en afzetten over het gehele bekken, wat de algemene goede vervolgbaarheid van deze gidslagen in de boringen verklaart (zie paragraaf 3.2). Subsidentie was echter niet geheel uniform. Subtiële convergenties van reflecties richting het noordwesten duiden op een verdunning of vermindering van subsidentie in diezelfde richting. Dit is ook consistent met de verdunning van de eenheden tussen de gidslagen in de boringen in noordwestelijke richting over het studiegebied (zie paragraaf 3.2). Vanwege het doorsnijden van (later actieve) breuken is de verdunnende trend richting het noordwesten vaak verstoord op seismische secties. De noordwest-zuidoost lopende lijnen van de Zwartberg – Opglabbeek campagne worden minder sterk opgebroken door breuken, en geven daarom het duidelijkste beeld van de verdunnende trend richting het noordwesten (Figuur 17).

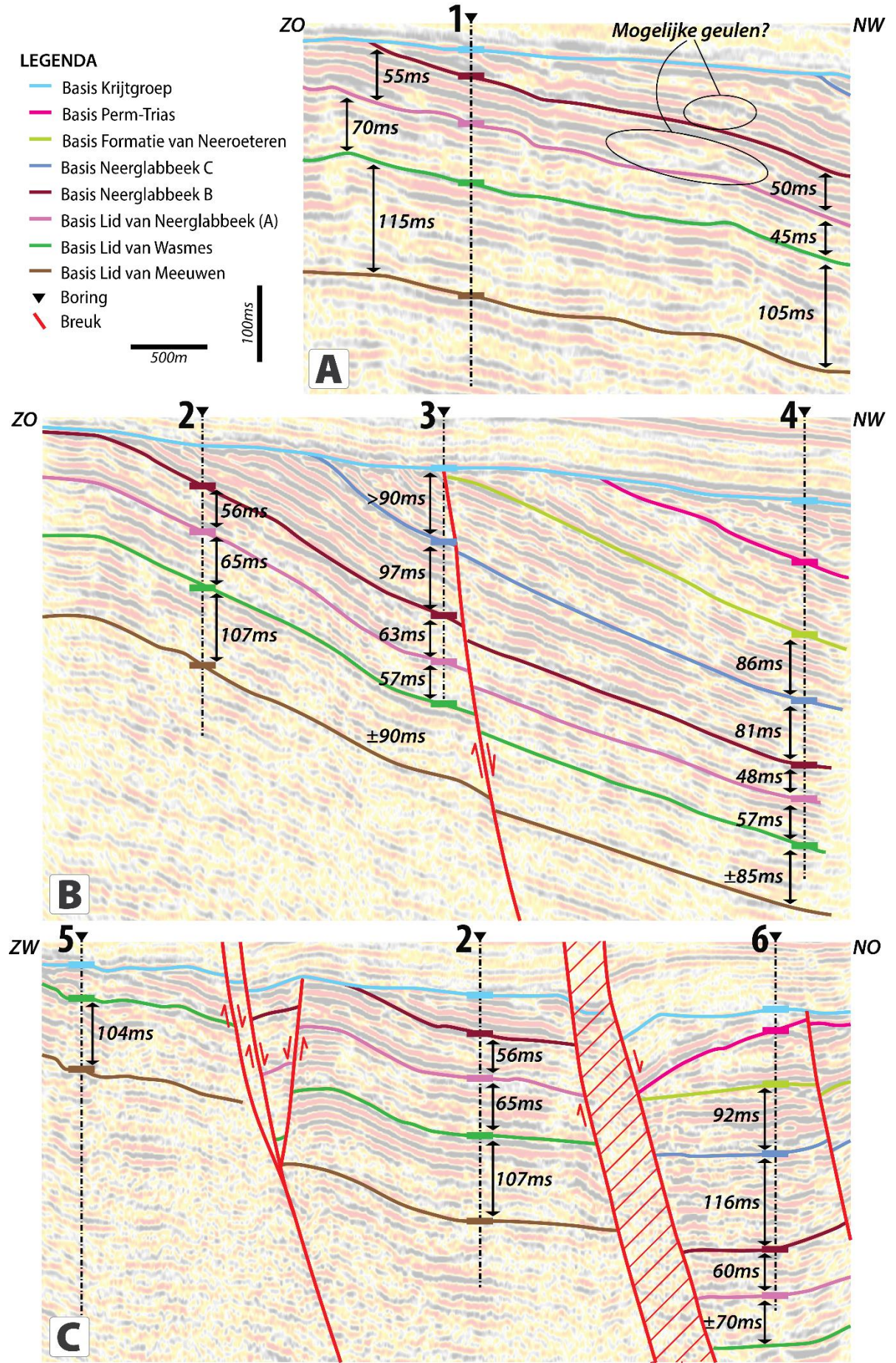
Het parallel tot subparallel lopen van de reflecties van de Formatie van Flénu binnen het studiegebied is niet consistent met de interpretaties van van Amerom en van Tongeren (2003) en van Tongeren (2004) die grootschalige, noord(west) hellende intra-Westfaliaan reflecties interpreteerden op de seismische lijnen van de Neeroeteren-Rotem en Meeuwen-Bree campagnes. De secties waarop deze laatste auteurs de hellende patronen waarnamen, werden voor deze studie met extra aandacht bekeken, maar niet op dezelfde manier geïnterpreteerd. Wat zij als noord(west) hellende sedimentologisch-gerelateerde reflecties interpreteerden, zijn volgens deze studie gerelateerd aan breukvervorming. Heel wat van de noordwest-zuidoost lopende seismische lijnen worden namelijk gesneden door noordwest-zuidoost lopende breukvlakken. Het heel schuin aansnijden van de seismische lijnen door de breuken zorgt voor sterke verstoring van reflecties. Verder zorgen de breuken voor veranderingen in de hellingen van reflecties die door van Amerom en van Tongeren (2003) en van Tongeren (2004) gerelateerd werden aan progradatie. De seismische herinterpretatie voor deze studie heeft daarom belangrijke implicaties voor de interpretaties van het afzettingsmilieu. De seismische interpretaties en daarin vastgestelde indicaties voor noord(west) waartse progradatie vormden namelijk de basis voor de alternatieve lithostratigrafie zoals voorgesteld in Van Tongeren (2011).

De parallele tot subparallele horizon reflecties binnen het boven Westfaliaan volgens deze studie sluiten beter aan bij de klassieke lithostratigrafie en het sedimentatiepatroon zoals besproken in Duser (1989a) en Dreesen et al. (1995). Echter, in deze laatste twee studies relateren ze de dikteverschillen binnen het Westfaliaan C aan syn-sedimentaire breukwerking (kanteling van breukblokken). Dreesen et al. (1995) tonen dit aan met behulp van een geïnterpreteerde seismische sectie. Dit contrasteert echter met de resultaten van deze studie, waarin geen indicaties werden gevonden voor syn-sedimentaire breukwerking.

De seismische sectie die getoond wordt door Dreesen et al. (1995) om de syn-sedimentaire breukwerking aan te tonen, is dan ook van lage kwaliteit (niet gereprocest, sterke verstoring en op het uiteinde van een seismische lijn). Terwijl de interpretaties van seismische lijnen van betere kwaliteit, bijvoorbeeld van de seismische campagne van Zwartberg-Opglabbeek 1983 (Figuur 17C), geen indicaties geven voor syn-sedimentaire breukwerking. Er werd namelijk over geen enkele breuk een duidelijke dikteverandering van intra-Westfaliaan C eenheden vastgesteld. Beperkte breukenactiviteit - onder de resolutie van de seismische data - valt echter niet uit te sluiten.

Zoals hierboven eerder aangehaald (zie paragraaf 0), is het seismische facies van de Formatie van Flénu lateraal sterk variabel, en hebben reflectoren niet altijd een continue expressie. Wat wel systematisch voorkomt en goed vervolgbaar is, zijn de meer continue, sterke seismische reflecties bovenin de Formatie van Flénu. Deze reflecties correleren met de dikkere zandsteencomplexen binnenin het Lid van Neerglabbeek (Tabel 4). De seismische continuïteit duidt erop dat deze zandsteencomplexen over grotere afstanden werden afgezet, wat de goede correlaties ervan tussen de boringen in het studiegebied bevestigt (zie paragraaf 3.2). Een correlatie van deze zandsteensequenties met deze aangetroffen in Noord-Franse boringen, zoals besproken in paragraaf 3.1, is dus zeker niet uit te sluiten. De continuïteit van de zandstenen lijkt te wijzen op korte episodes van opheffing in het Variscische gebergtefront waarbij het grove afbraakmateriaal tot ver in het voorland of het studiegebied werd afgezet. Dit lijkt een voorloper te zijn geweest van de Formatie van Neeroeteren die uit een verticale continue opeenvolging van zandsteencomplexen bestaat.

Aan de basis van deze en ook de diepere zandsteencomplexen zijn soms geulen op te merken, met een breedte van maximum enkele 100-en meter en een maximale diepte van 30 milliseconde two way traveltime. De meest prominente insnijdingen zijn terug te vinden aan de basis van de Odin zandsteen (zandsteen 1 in Tabel 4), maar ook daarboven en -onder kunnen ondulerende reflecties opgemerkt worden die indicaties vormen voor de aanwezigheid van geulsystemen (Figuur 17A).



Figuur 17: Seismische secties van lijnen uit de Zwartberg-Opglabbeek campagne die geïnterpreteerd werden voor het boven Westfaliaan, de basis Permo-Trias en basis van de Krijtgroep (voor locatie, zie Figuur 16). Let op de min of meer geleidelijke verdunning van de verschillende eenheden binnen de Formatie van Flénu in noordwestelijke richting in de secties A en B. Sectie C staat hier loodrecht op, en toont geen belangrijke dikteveranderingen (over breuken). Mogelijke seismische expressies van geulstructuren zijn aangeduid op sectie A. Tevens is hier een goede controle op de seismische interpretaties door de aanwezige boringen: 1 = [kb26d63w-B218](#) (BGD : 063W0215); 2 = [kb26d63e-B228](#) (BGD : 063E0221); 3 = [kb26d63e-B233](#) (BGD : 063E0226); 4 = [kb26d63e-B231](#) (BGD : 063E0224); 5 = [kb26d63e-B203](#) (BGD : 063E0200); 6 = [kb26d63e-B225](#) (BGD : 063E0218).

→ **Formatie van Neroeteren**

In tegenstelling tot de matig tot sterke reflectiviteit van de lithologisch heterogene Formatie van Flénu, is de Formatie van Neroeteren door de meer homogene lithologie van opeenvolgende zandsteenpakketten hoofdzakelijk zwak reflectief tot transparant. Vanwege dit zwak reflectieve seismische facies alsook het gebrek aan gidslagen, werden er in de Formatie van Neroeteren slechts weinig reflecties als horizon geïnterpreteerd, met name de basis en top van de formatie zelf, alsook de basis en top van een centraal kleirijk interval in deze eenheid (Tabel 4). De basis of overgang naar de Formatie van Flénu komt overeen met een toename in reflectiviteit. In boring Neerglabbeek (DOV-proefnummer: [kb18d48e-B261](#), locatie op Figuur 5) is de Formatie van Neroeteren het dikst ontwikkeld en is het centraal kleirijk interval aanwezig. Op seismische data komt dit kleirijk interval overeen met sterkere reflecties (zie sterkere reflecties centraal in de Formatie van Neroeteren in Tabel 4). Aan boring Neerglabbeek zelf vertonen deze sterkere reflecties een sigmoïdaal patroon richting het zuidwesten. Ook volgens de dipmeter in deze boring zitten er hogerop in de Formatie van Neroeteren duidelijke hellings- en azimuthveranderingen (Dusar & Houleberghs, 1981). Deze reflecties werden door van Tongeren (2004) als de expressies van prograderende clinofoms van puinwaaiers geïnterpreteerd. Progradiatie van puinwaaiers sluit goed aan bij de sedimentologie van de zandstenen van de Formatie van Neroeteren die beschouwd worden als opeenstapelingen van uitlopers van alluvial fans die vanaf het Variscische front in het zuiden richting het noorden migreerden over het studiegebied (van Tongeren & van Amerom, 2003). Van Tongeren (2004) vond ook op andere locaties indicaties voor progradiatie van sequenties - onder de vorm van hellende reflecties - binnen de Formatie van Neroeteren. Deze interpretaties worden echter niet door deze studie bevestigd, maar veelal geïnterpreteerd als zogenaamde “interbed multiples”. Door het gebrek aan impedantiecontrasten in de homogene zandstenen van de Formatie van Neroeteren is de reflectiviteit van dit pakket namelijk zodanig laag dat vooral multiples van het véél sterkere impedantiecontrast aan de basis van de bovenliggende Krijtgroep zichtbaar worden. Dit effect zorgt voor schijnbare discordanties of progradiatiepatronen binnen de Formatie van Neroeteren. Hetzelfde fenomeen treedt op voor de homogene zandstenen in het Trias (Figuur 13 en Figuur 20) en de homogene kleien van het Jura. Omdat deze multiples het beeld aanzienlijk verstoren, tot foutieve interpretaties kunnen leiden en het moeilijk maken om werkelijke reflecties te detecteren, wordt aangeraden om de betreffende lijnen te reprocessen om deze multiples eruit te halen (zie paragraaf 7.2).

Buiten het hierboven beschreven voorbeeld aan de boring Neerglabbeek, werden geen indicaties gevonden voor duidelijke progradiatiepatronen. Door het weinig reflectieve facies zijn dergelijke patronen ook moeilijk op te merken onder en boven het centrale kleirijke interval in de Formatie van Neroeteren en daarom is hun aanwezigheid zeker niet uit te sluiten.

Tussen de sterke reflecties in de top van de Formatie van Flénu en deze in de onderkant van de Formatie van Neroeteren werd geen hoekverschil vastgesteld. Dit stemt overeen met de correlaties van de boringen waar bovenin het Lid van Neerglabbeek en onderin de Formatie van Neroeteren

goede correlaties gemaakt konden worden zonder grote diktesprongen (zie profiel 3 in bijlage A). Ook de dipmeters van boringen vertonen geen plotse veranderingen aan de grens tussen de formaties van Flénu en Neeroeteren (in tegenstelling dus tot de pakketten hogerop in de Formatie van Neeroeteren zoals in het geval van boring Neerglabbeek).

Er werden geen veranderingen van de dikte van de Formatie van Neeroeteren over breuken geobserveerd (buiten aan de top ten gevolge van differentiële erosie). Dit duidt erop dat er geen breuken actief waren tijdens de afzetting van deze eenheid.

4.2.2. SEISMOSTRATIGRAFIE TOP WESTFALIAAN

Terwijl de intra-Westfaliaan seismostratigrafie een indicatie geeft over de sedimentologische en tektonische processen die hebben plaatsgevonden tijdens de afzetting van het boven Westfaliaan, geeft de seismostratigrafie van de top van het Westfaliaan een indicatie over de tektonische processen die na de afzetting ervan hebben plaatsgevonden. Hiervoor werden er naast de intra-Westfaliaan horizons ook enkele belangrijke horizons aan de top en boven het Westfaliaan geïnterpreteerd. Bepaalde van deze horizons (basis Krijtgroep) werden overgenomen van het G3Dv3-model, terwijl andere horizons (basis Perm/Trias en daardoor ook bovenliggende basis Jura) werden geherinterpreteerd door de nieuwe inzichten op het verloop ervan.

- Overgang Krijtgroep naar het Perm/Trias: dit is meestal een duidelijke hoekdiscordantie. De overgang valt samen met een sterke toename in snelheid (tot 50%) en dichtheid en wordt daardoor gekenmerkt door een hoog amplitude reflectie.
- Overgang Krijtgroep naar de Formatie van Neeroeteren: dit is meestal een duidelijke hoekdiscordantie. Ten opzichte van het contact met het Perm/Trias, is de amplitude van de basisreflector van de Krijtgroep naar de Formatie van Neeroeteren zwakker. Dit kan verklaard worden doordat de zandstenen van de Formatie van Neeroeteren een lagere snelheid en dichtheid hebben dan de zandstenen van het Trias (zie boring Gruitrode (DOV-proefnummer: [kb18d48w-B186](#), locatie op Figuur 5) met snelheden van respectievelijk 3600 m/s en 3900 m/s).
- Overgang Krijtgroep naar de Formatie van Flénu: dit is meestal een duidelijke hoekdiscordantie (Figuur 17 en Figuur 18). De amplitude van de reflectie van de basis van de Krijtgroep is kleiner dan op de overgang naar het Perm/Trias, maar sterker dan op de overgang naar de Formatie van Neeroeteren. Daarnaast is de basisreflector van de Krijtgroep ook duidelijk minder continu in vergelijking met diens expressie bovenop het Perm/Trias of de Formatie van Neeroeteren. Dit kan verklaard worden doordat de Formatie van Flénu heterogener is dan de bovenliggende eenheden. Afhankelijk of er steenkoollagen, kleistenen of zandstenen van de Formatie van Flénu het contact vormen met de Krijtgroep, zal dit een verschillende seismische expressie opleveren. Koollagen en zandstenen hebben namelijk respectievelijk een lagere en hogere snelheid en dichtheid dan de bovenliggende Krijtgroep.
- Overgang Perm/Trias naar de Formatie van Neeroeteren: deze hoekdiscordantie is veelal zwak, maar lokaal echter wel sterk (Figuur 19). Zowel het Perm/Trias als de Formatie van Neeroeteren hebben een zwak reflectief seismisch karakter, wat de hoekdiscordantie tussen beide vaak onduidelijk maakt. Het Perm wordt daarbovenop ook gekenmerkt door gelijkaardige snelheden en dichtheiten als de Formatie van Neeroeteren, waardoor er vaak geen duidelijke reflector als grens tussen beide naar voor komt. Dit bemoeilijkt sterk de interpretatie van de grens tussen het Perm/Trias en de Formatie van Neeroeteren.

Door voortschrijdend inzicht in de seismische expressie van de grens tussen het Perm/Trias en de Formatie van Neeroeteren, werd de eerdere interpretatie van deze grens uit het G3Dv3-model aangepast in deze studie. De huidige interpretatie duidt namelijk op het systematisch voorkomen van twee of meer matige reflecties boven de basis van het

Perm/Trias die zich onderscheiden van het algemeen zwakker reflectieve facies erboven. Deze matige reflecties onderin stemmen overeen met de klei-zandafwisselingen binnen de Formatie van Helchteren en het Lid van Gruitrode van de Formatie van Buntsandstein. Het zwakker reflectief facies daarboven stemt overeen met de homogene zandstenen van het Lid van Bullen. De herinterpretatie van het Perm/Trias was beperkt in het westelijke deel van hun voorkomen. Verder oostelijk, ten westen en oosten van de randbreuken van de Roerdalslenk waren deze herinterpretaties aanzienlijker. In deze regio komt de Formatie van Neeroeteren namelijk grotendeels voor, en hebben de nieuwe inzichten daarvan een belangrijke impact op de herinterpretatie van de basis van het Perm/Trias.

- Overgang Perm/Trias naar de Formatie van Flénu: deze hoekdiscordantie is meestal ook zwak, maar wel vaak meer opvallend dankzij het grotere contrast qua seismisch facies tussen het relatief transparante Permo-Trias en de sterk reflectieve Formatie van Flénu (Figuur 20). Net zoals bij de basisreflector van de Krijtgroep, is de signatuur van de basisreflector van het Perm/Trias afhankelijk van de lithologie van de Formatie van Flénu eronder.

Er werden aan de top van het Westfaliaan dus - in overeenstemming met andere literatuur (c.f. Tys, 1980; Langenaeker, 2000) - twee discordanties vastgesteld, enerzijds onder de basis van het Perm/Trias en anderzijds onder de basis van de Krijtgroep.

→ Discordantie tussen het Westfaliaan en late Perm

Deze discordantie geeft aan welke vervormingen er hebben plaatsgevonden in de relatief beperkte tijdsperiode tussen het Westfaliaan en het late Perm (ongeveer 50 miljoen jaar). Een verder toelichting over het mogelijke mechanisme achter deze vervormingsfase wordt gegeven in paragraaf 6.3.

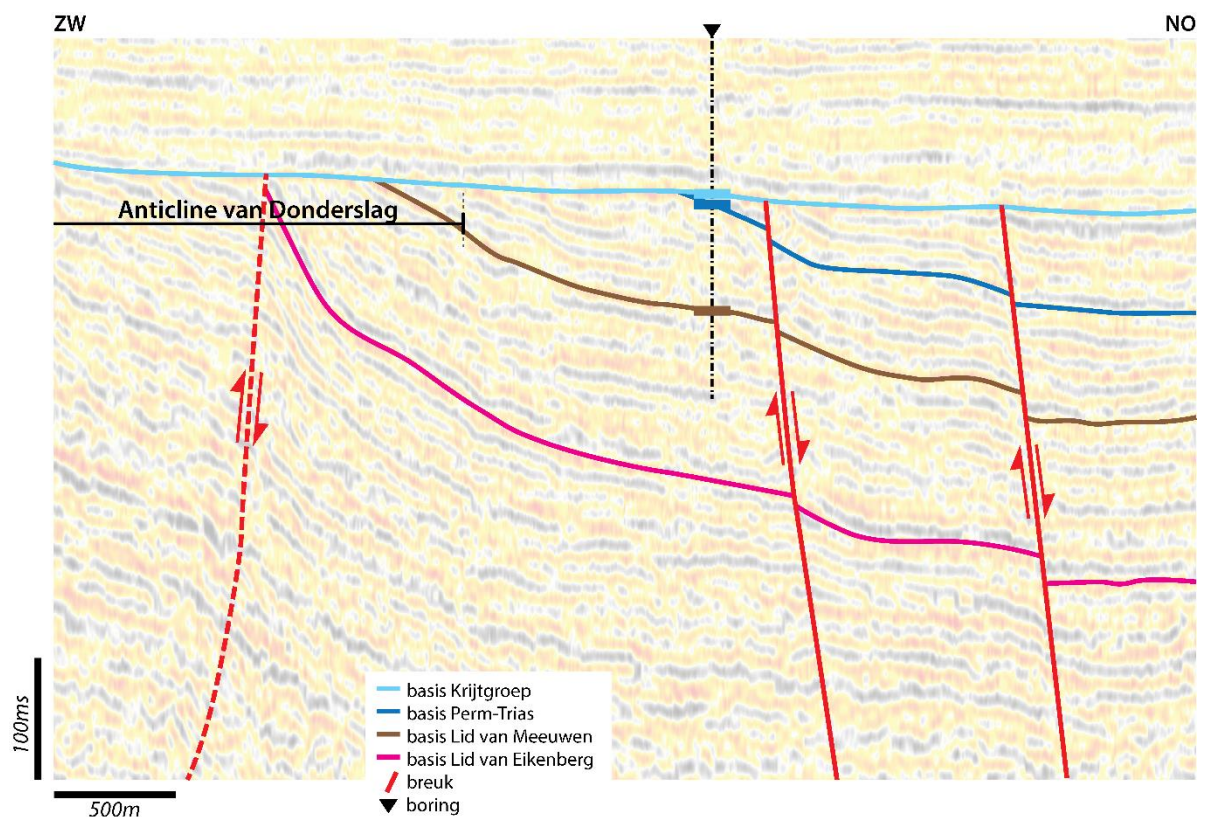
Enkel waar het Perm/Trias nog aanwezig is bovenop het Westfaliaan, kan de vervorming van deze fase achterhaald worden. Dat beperkt de inzichten over deze fase tot het oostelijke deel van het studiegebied. Onze seismische interpretaties van dat deel van het studiegebied duiden erop dat deze vervorming verschillende expressies had:

- 1) Twee grote asymmetrische anticlines met een NNO-ZZW-oriëntatie die afgesneden worden onder het Perm/Trias. De steilste flanken van deze anticlines liggen in het zuidoosten en vallen samen met de uit literatuur bekende Lineamenten van Donderslag en Gruitrode (Bouckaert & Duser, 1987; Duser & Langenaeker, 1992; Langenaeker, 2000; Figuur 16). Omwille van bovenstaande spreken we hierna van de anticlines van Donderslag en Gruitrode eerder dan van lineamenten. De seismische expressie van de Anticline van Donderslag is weergegeven op Figuur 18 en deze van de Anticline van Gruitrode op Figuur 19. De amplitudes van beide anticlines is gelijkaardig met ongeveer 250-300 milliseconde two way traveltime. Onder de steile oostelijke flank van de anticlines lijken zich subverticale breuken te bevinden met een westwaartse helling die opschuivingsbreuken voorstellen. De meeste van deze breuken zijn echter niet doorgebroken tot de top van het Westfaliaan (het zijn daarom zogenaamde “blinde breuken”). Deze breuken hebben wel voor de opwaartse stuwung gezorgd erboven en liggen daarom aan de oorzaak van de vorming van de Donderslag en Gruitrode Anticlines. Deze anticlines kunnen daarom beschouwd worden als zogenaamde “fault-propagation folds”. Voor de Donderslag Anticline lijken de onderliggende breuken allemaal blind. Voor de Gruitrode Anticline is dit niet het geval omdat hier op één seismische lijn een breuk werd geobserveerd die doorheen de steile (zuid)oostelijke flank gebroken is met een verzet van meer dan 100 milliseconde two way traveltime. Ook aan de minder steile flank van de anticline is zelfs lokaal een opschuivingsbreuk zichtbaar, die dan samen met de grotere breuk

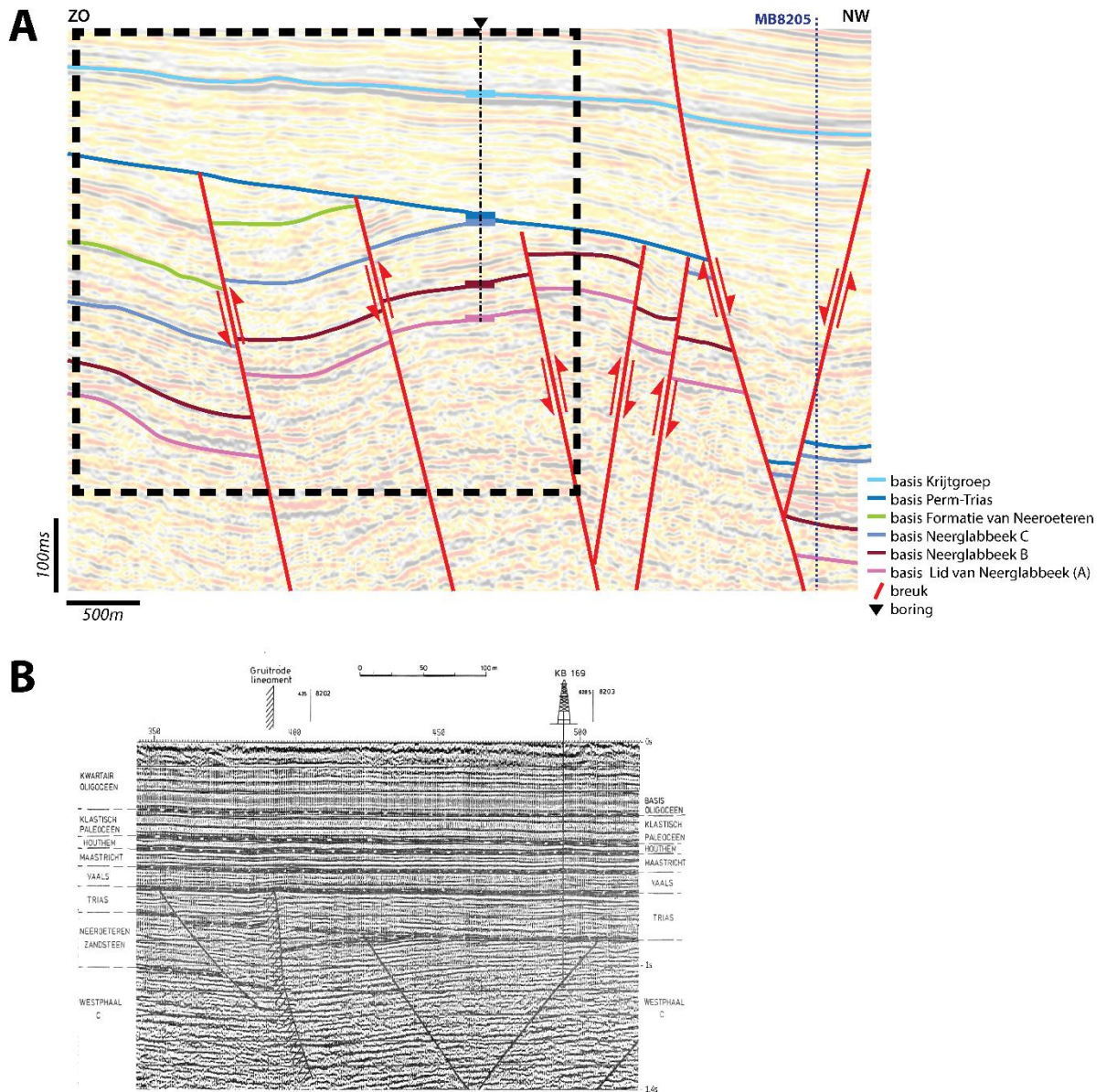
een soort van asymmetrische pop-up flower structure vormt (Figuur 19). De Anticline van Donderslag bepaalt in de regio Meeuwen-Hechtel grotendeels het voorkomen van de Formatie van Flénu (Figuur 18). De Anticline van Gruitrode is verder oostelijk gelegen, waardoor er volgens de structurele trends meer boven Westfaliaan aanwezig is (zie punt 3 hieronder) en deze anticline de Formatie van Flénu niet begrenst. De kern van de Anticline van Gruitrode bevat zelfs nog het overgrote deel van de Formatie van Flénu. Wel vormt de Anticline van Gruitrode de noordwestelijke grens van de Formatie van Neeroeteren (Figuur 19). De zuidoostelijke flank van de Anticline van Gruitrode is namelijk de steilste, waardoor hier een sterke noordwestwaartse (van de flank naar de apex van de anticline) vermindering van de dikte van het boven Westfaliaan plaatsvindt, waarbij de Formatie van Neeroeteren volledig verdwijnt (Figuur 19). De noordwestelijke flank van de Anticline van Gruitrode is beduidend minder steil waardoor de Formatie van Neeroeteren daar niet (snel) meer terugkomt. Op basis van de verdikkende trend van de Formatie van Flénu onder het Perm/Trias richting het noordwesten, is het goed mogelijk dat deze formatie of een equivalent hiervan terug aanwezig is vanaf of net over de Nederlandse grens.

Buiten deze twee anticlines komen er ook nog andere sterke hoekdiscordanties voor (bijvoorbeeld op Figuur 13) die vanwege het gebrek aan data aan een van de flanken moeilijker te interpreteren zijn.

- 2) Daarnaast komen kleinere plooïingen (bijvoorbeeld Figuur 20) voor die niet gerelateerd lijken te zijn aan de grotere structuren. Door hun beperkte omvang, is hun oriëntatie echter heel onzeker.
- 3) Tenslotte komen er regionale, geleidelijke trends voor van afsnijding van het boven Westfaliaan onder de basis van het Perm/Trias. Zo valt er een afsnijding op naar zowel het zuiden als het westen in het Bekken van de Kempen alsook naar het noorden en oosten in het Nederlandse deel van de Roerdalslenk die niet gerelateerd kan worden aan lokale structuren (zoals breuken), maar geleidelijk plaatsvindt over meerdere kilometers afstand. Dit soort afsnijding in alle windrichtingen in de Roerdalslenk zorgt ook voor de begrenzing van de Formatie van Neeroeteren tot min of meer het Vlaamse deel van de Roerdalslenk. In het Bekken van de Kempen bepaalt deze afsnijding het voorkomen van de formaties van Flénu (grotendeels) en Neeroeteren richting het zuiden en westen (zie bijvoorbeeld Figuur 1517C en Figuur 29).



Figuur 18: Geïnterpreteerde seismische sectie van lijn 7 van de Meeuwen-Hechtel campagne (voor locatie, zie Figuur 16). Links is de (noord)oostelijke, meest steile flank van de Anticline van Donderslag aangegeven bovenop een blinde breuk (streepjeslijn). Het Lid van Meeuwen (Formatie van Flénu) alsook het Lid van Eikenberg (Formatie van Charleroi) verdwijnen richting het zuidwesten op deze flank. Rechts zien we het Perm-Trias verschijnen aan boring Meeuwen-Gestel ([kb26d63w-B8](#)). Dit is een van de twee boringen waarvoor de interpretatie van het Westfaliaan C is herzien op basis van de seismische interpretaties. De initiële interpretatie van de basis van het Lid van Meeuwen lag in deze boring 100 meter of ongeveer 60 milliseconde dieper. Op basis van rondom liggende boringen, waarvan de interpretaties veel betrouwbaarder zijn, was het echter niet mogelijk om de seismische interpretaties rond te correleren naar de afgeleide tijds waarde van deze boring. Op basis van de beperkte boorbeschrijving, waarin enkel klei-silt-zand opeenvolgingen beschreven zijn en geen sprake is van gidslagen, was het perfect mogelijk om deze interpretatie te herzien.



Figuur 19: A) Geïnterpreteerde seismische sectie van lijn 10 van de Meeuwen-Bree campagne, die bijna loodrecht op de as van de Anticline van Gruitrode loopt en dus mooi de structurele complexiteit ervan weergeeft onder de basis van het Perm/Trias (voor locatie, zie Figuur 16). Uiterst links zien we een belangrijke opschuivingsbreuk (Breuk_182), die doorheen de zuidflank van deze anticline is gebroken. Boring Gruitrode (DOV-proefnummer: kb18d48w-B186) penetreert de top van de anticline. Aan de noordflank van de anticline zijn ook nog twee mogelijke opschuivingsbreuken geïnterpreteerd waarvan de grootste en meest linkse ook op lijn 5 is geïnterpreteerd in Figuur 20. Volledig rechts op de lijn zien we de normaalbreuk die de Ellikom Graben begrenst naar het oosten toe. De snijding met lijn MB8205 van Figuur 20 die over de Ellikom Graben zelf loopt is eveneens aangegeven. B) Interpretatie van dezelfde seismisch sectie (zwarte kader op sectie A) door Rossa uit Dusar et al. (1987). De locatie en polariteit van het "Gruitrode lineament" volgens deze laatste studie komt goed overeen met de locatie en polariteit van de opschuivingsbreuk volgens de huidige studie.

→ Discordantie tussen het Westfaliaan en late Krijt

Deze discordantie geeft aan welke vervormingen er hebben plaatsgevonden over een veel grotere tijdspanne (ongeveer 230 miljoen jaar), namelijk tussen het Westfaliaan en late Krijt. Tijdens deze laatste tijdspanne hebben er verschillende vervormingsfases opgetreden, met als voornaamste deze tussen het Westfaliaan en het late Perm (zie paragraaf hierboven) en deze tijdens het Jura tot vroege Krijt (Kimmerische fases). Tijdens deze laatste fases vond er belangrijke breukwerking plaats alsook een erosieve fase, waarbij het Perm/Trias en het Westfaliaan in zuidelijke en westelijke richting werden afgesneden.

De Kimmerische breukwerking vond plaats tijdens extensie, getuige het veelvuldig voorkomen van normaalbreuken in het gehele Bekken van de Kempen. Deze breuken hebben hoofdzakelijk NNW-ZZO, NW-ZO en WNW-OZO oriëntaties (Deckers et al., 2019). Opvallend is dat dit breukenpatroon beïnvloedt wordt door het oudere Lineament van Donderslag (Dusar & Langenaeker, 1992 en Langenaeker, 2000). Voor deze studie valt op dat ook het Lineament/Anticline van Gruitrode een belangrijke invloed had op het verloop van de Kimmerische normaalbreuken. Geen enkel van de geïnterpreteerde Kimmerische normaalbreuken loopt namelijk over deze anticline. De breuken ten zuiden en ten noorden ervan stoppen nabij of op de anticline zelf, wat erop wijst dat deze oudere structuren op een passieve manier (niet als breuk zelf) nog een belangrijke rol hebben gespeeld bij latere tektonische fases. De Anticline van Gruitrode zorgt zo voor een belangrijke segmentatie van de Kimmerische breukenpopulaties. Dit was eerder nog niet zo duidelijk het geval bij het breukenmodel van het G3Dv3-model, waarin slechts een beperkt aantal normaalbreuken rond de Anticline van Gruitrode werden geïnterpreteerd. Dankzij de herinterpretatie van het boven Westfaliaan, konden een aantal extra normaalbreuken geïnterpreteerd worden, dewelke toegevoegd werden aan het model. De interpretatie van deze nieuwe breuken wordt hieronder toegelicht (paragraaf 4.3).

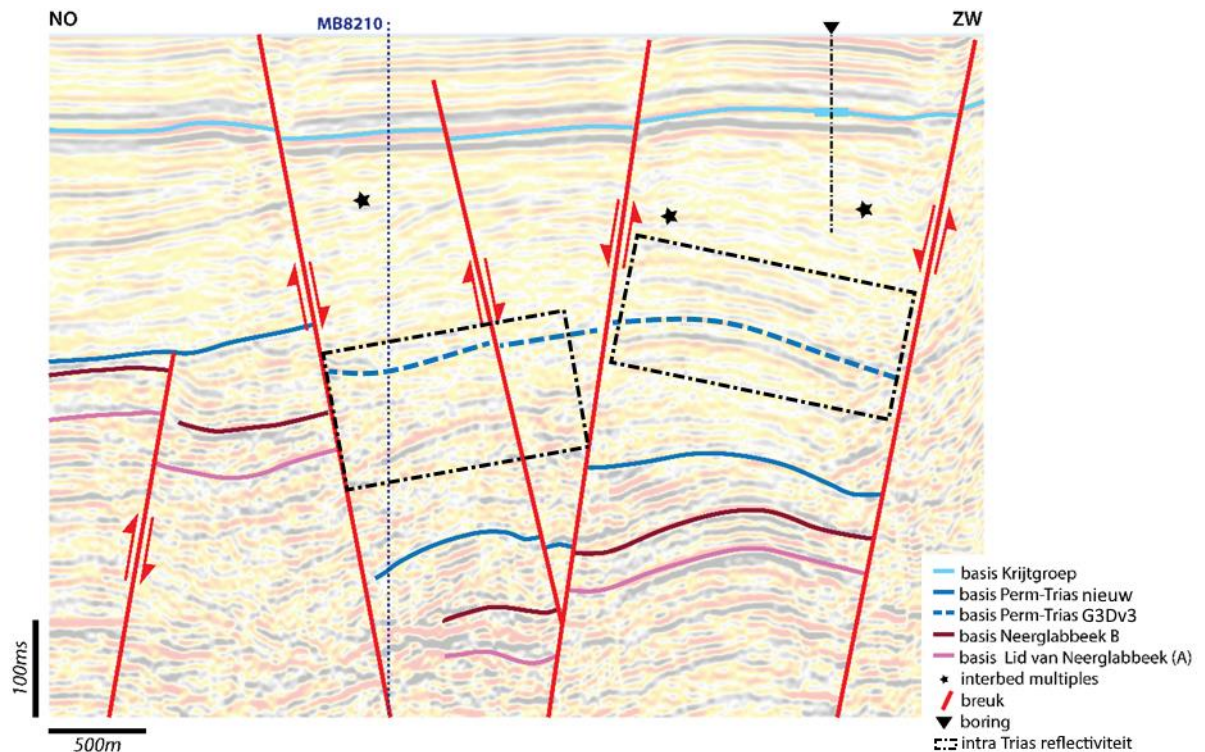
4.3. INTERPRETATIES NIEUWE BREUKEN

Op basis van herinterpretaties van de top van het Carboon en de intra-Westfaliaan horizonts, zijn zes nieuwe breuken geïnterpreteerd. Deze zijn allemaal gesitueerd in de structureel complexe regio in de Meeuwen-Bree campagne rond de Anticline van Gruitrode. Andere belangrijke breuken waren allemaal reeds geïnterpreteerd en gemodelleerd in functie van het G3Dv3-model (Deckers et al., 2019):

- Vijf van de zes nieuw geïnterpreteerde breuken hebben een normaal verzet in de lagen van het Westfaliaan en Perm/Trias. Deze breuken waren actief tijdens de Kimmerische extensie fase(s) in het Jura. Drie van deze breuken zijn net ten westen van het Hoog van Bree geïnterpreteerd, en hebben een NW-ZO oriëntatie. Twee andere breuken werden in het noordelijke segment van datzelfde Hoog van Bree geïnterpreteerd, en hebben een WZW-ONO oriëntatie.

Deze vijf breuken zijn allen geïnterpreteerd op basis van een betere identificatie van de hoekdiscordantie aan de top van het Westfaliaan in de omgeving van de Anticline van Gruitrode. In deze regio zijn breuken moeilijk te interpreteren vanwege de opeenvolging van dikke weinig reflectieve pakketten (van het Perm/Trias bovenop de Formatie van Neeroeteren) onder de basis van de Krijtgroep. Dus door een verbeterde stratigrafische controle op het verloop van deze lagen, worden ook de breuken die ze verplaatsen veel duidelijker.

- De zesde nieuwe breuk is een NO-ZW georiënteerde opschuivingsbreuk (Breuk 182) die een groot verzet had in het Westfaliaan op de zuidoostelijke flank van de Gruitrode Anticline (meest linkse breuk op Figuur 19A). Deze breuk was enkel actief in de periode tussen het Westfaliaan en het late Perm. Tijdens deze periode vormden er zich tal van NO-ZW georiënteerde anticlines in het noordwesten van Europa (Coward, 1993; zie paragraaf 6.3).



Figuur 20: Seismische sectie van lijn 5 van de Meeuwen-Bree campagne (voor locatie, zie Figuur 16). Deze sectie zit net aan de (noord)westkant van de Anticline van Gruitrode, waarbij uiterst links nog de kleinere opschuivingsbreuk te zien is die doorheen de flank met het minste verzet loopt. De snijding met lijn MB8210 van Figuur 19A is aangegeven die over de Anticline van Gruitrode zelf loopt. Centraal is de Ellikom Graben te zien (tussen de meest linkse en meest rechtse normaalbreuken), waarbinnen onder de basis van het Perm/Trias ook een kleine anticlinale structuur zichtbaar is. In het Perm/Trias zelf zijn dan weer talrijke “interbed multiple reflecties” te zien. In deze graben is ook boring Luttelmeeuwen (DOV-proefnummer: [kb18d48w-B173](#)) weergegeven, dewelke 227 m Trias heeft aangeboord en eindigt in de Formatie van Buntsandstein (zie paragraaf 6.4.4). De G3Dv3-interpretaties van de basis Permo-Trias zijn ook weergegeven, alsook de intervallen binnen het Trias met opvallend sterke reflectiviteit (zie paragraaf 6.4.4).

HOOFDSTUK 5. WERKWIJZEN EN RESULTATEN MODELLERING

5.1. MODELLERING IN TIJD

Eens alle horizons en breuken geïnterpreteerd waren op de seismische data, kon overgegaan worden tot het modelleren hiervan tot laag- en breukvlakken respectievelijk. Voor de laagvlakken werden de basissen van de formaties van Flénu en Neeroeteren gemodelleerd. Tevens zijn ook de basissen van het bovenliggende Permo-Trias en Jura opnieuw gemodelleerd in tijd vanwege aanpassingen aan de G3Dv3-interpretaties van deze lagen. Daarnaast zijn zes nieuwe breuken gemodelleerd en toegevoegd aan de bestaande breukenset van het G3Dv3-model. De nieuwe inzichten die mede hieruit volgen worden verder besproken in HOOFDSTUK 6.

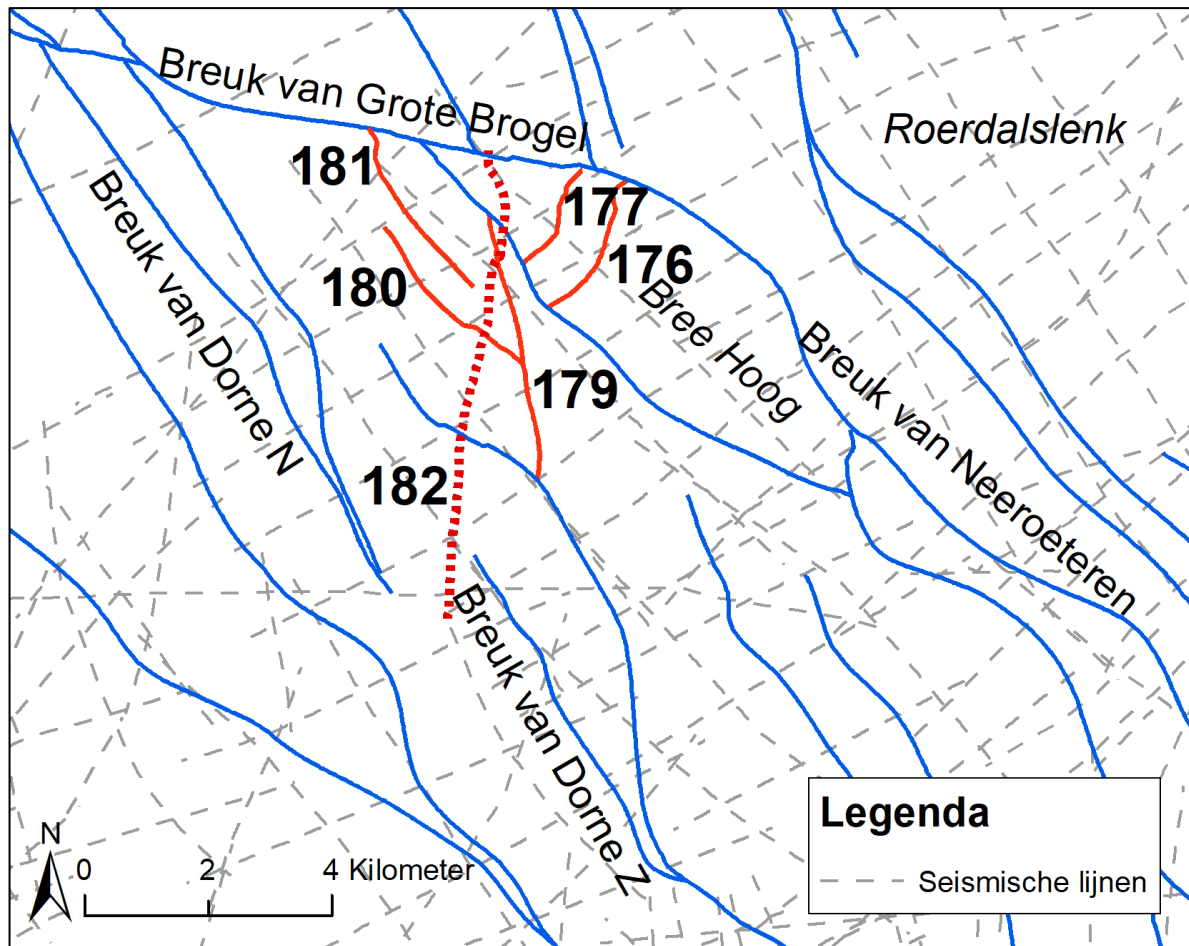
5.1.1. BREUKENMODELLERING IN TIJD

Voor deze studie werd gestart vanuit de breukenset van het G3Dv3-model (Deckers et al., 2019). Bovenop deze breukenset, werden er voor deze studie nog zes nieuwe breuken geïnterpreteerd (paragraaf 4.3). Deze breuken werden op dezelfde manier gemodelleerd, startende vanuit de breuklijnen tot breuklijnenset en uiteindelijk breukvlakken zoals voor het G3Dv3-model (zie Deckers et al., 2019).

Vijf breukvlakken zijn van de eerder vermelde normale breuken rond de Anticline van Gruitrode (zie paragraaf 4.3). Drie breuken hiervan situeren zich ten westen van het Hoog van Bree en worden gekenmerkt door strekkingen tussen N-Z en NNW-ZZO, of parallel met de andere Kimmerische breukrichtingen volgens het G3Dv3-model (zie breuken 179, 180 en 181 op Figuur 21). Het verzet van deze breuken situeert zich tussen 100 en 150 milliseconden two way traveltime. Twee andere nieuw gemodelleerde breuken bevinden zich in het Hoog van Bree (zie breuken 176 en 177 op Figuur 21). Deze breuken hebben een strekking van WZW-ONO, of dus loodrecht op de Kimmerische breukrichting. Ook in het mijnengebied werden dergelijke breuken geobserveerd en geïnterpreteerd als secundair en hun bestaan als gevolg van de activiteiten langsheen de grotere, nabijgelegen breuken (Deckers et al., 2019). Ook deze breuken in het Hoog van Bree lijken secundair te zijn en een gevolg van activiteit van de belangrijkste omliggende breuken van Bree en Neeroeteren die ze respectievelijk in het zuidwesten en noordoosten begrenzen. Het maximale verzet van deze breuken is dan ook beperkt tot iets meer dan 50 en 100 milliseconden two way traveltime voor de noordelijke en zuidelijke breuk respectievelijk.

Als laatste is ook één belangrijke inverse breuk gemodelleerd, die doorheen de (zuid)oostelijke meest steile flank van de Anticline van Gruitrode snijdt (zie breuk 182 op Figuur 21). Deze breuk valt samen met de eerdere interpretaties van het Lineament van Gruitrode van Duser et al. (1987). De ZZW-ONO-oriëntatie van deze breuk is echter duidelijk anders dan de ONO-WZW-oriëntatie die eerder voorop werd gesteld voor het Lineament van Gruitrode door Langenaeker (2000). Met deze ZZW-ONO-oriëntatie is de breuk parallel aan het Lineament van Donderslag (zie Figuur 16). Het zuidoostelijke uiteinde van deze breuk valt ongeveer samen met de breuken van Dorne en lijkt deze laatste breuk ook op te breken in een zuidelijk en noordelijk segment. In het noordoosten lijkt deze breuk te stoppen nabij het punt waar de Breuk van Grote Brogel en Breuk van Bocholt afsplitsen van de Breuk van Neeroeteren. Seismische lijnen verder noordelijk tonen inderdaad aan dat deze breuk niet doorloopt tot in de Roerdalslenk. Als de Anticline van Gruitrode begrensd wordt door de NW-

ZO georiënteerde Breuken van Bocholt en Neeroeteren, moeten deze laatste breuken reeds tijdens het late Westfaliaan aanwezig zijn geweest, minstens als zwaktezones (zie paragraaf 6.3).



Figuur 21: Overzicht van de nieuwe gemodelleerde breuken (rode lijnen) naast deze die overgenomen werden vanuit het G3Dv3-model (blauwe lijnen). De breuklijnen zijn deze afkomstig van de snijding met de basis van de Formatie van Flénu. De nummers van de breuken stemmen overeen met deze zoals in de tekst hierboven besproken. De overschuivingsbreuk die de Anticline van Gruitrode in het zuidoosten begrenst, is via een rode streepjeslijn aangegeven.

5.1.2. HORIZONMODELLERING IN TIJD

Voor deze studie werd gestart vanuit de tijdmodellen van de basissen van het Perm/Trias en de Krijtgroep van het G3Dv3-model (Deckers et al., 2019). Hieronder werden de nieuwe tijdmodellen van het boven Westfaliaan opgemaakt. Door nieuwe inzichten in de interpretaties van de top van het Westfaliaan onder het Perm/Trias (zie paragraaf 4.2.2), werd het basisvlak van deze laatste eenheid van het G3Dv3-model echter aangepast, alsook het basisvlak van het hier bovenop liggende Jura.

De lagen werden op dezelfde manier gemodelleerd als voor het G3Dv3-model (zie Deckers et al., 2019). Er werd namelijk gestart vanuit de interpretaties op de seismische lijnen en de 3D breukvlakken om van daaruit laagvlakken te modelleren.

In bepaalde regio's zijn de seismische interpretaties echter beperkt door structurele complexiteit (breukzones) of gebrek aan dekking door seismische data:

- De NW-ZO georiënteerde randzone van de Roerdalslenk is sterk opgebroken waardoor (betrouwbare) seismische interpretaties hier niet altijd mogelijk zijn. Om hier alsnog een model te maken, werd de dikte van de formaties van Flénu en Neeroeteren buiten dit gebied, over deze zone heen geïnterpoleerd.
Vervolgens werden deze diktes onder de basis van het Perm/Trias (of indien deze afwezig zijn de Krijtgroep) gevoegd om alsnog hun basissen te bekomen. Deze methodiek wordt gerechtvaardigd doordat er elders geen syn-sedimentaire dikteverschillen werden geobserveerd voor het boven Westfaliaan op dergelijke korte afstand in een zuidwest-noordoost richting.
- In het noorden van het Vlaamse deel van de Roerdalslenk zijn er geen boringen en is er weinig seismische bedekking (zie paragraaf 4.3 en Figuur 15). Hierdoor zijn de modellen in deze regio heel onzeker. De diktes en voorkomens van de formaties van Flénu en Neeroeteren zijn hier dan ook grotendeels gebaseerd op data uit de omliggende gebieden.

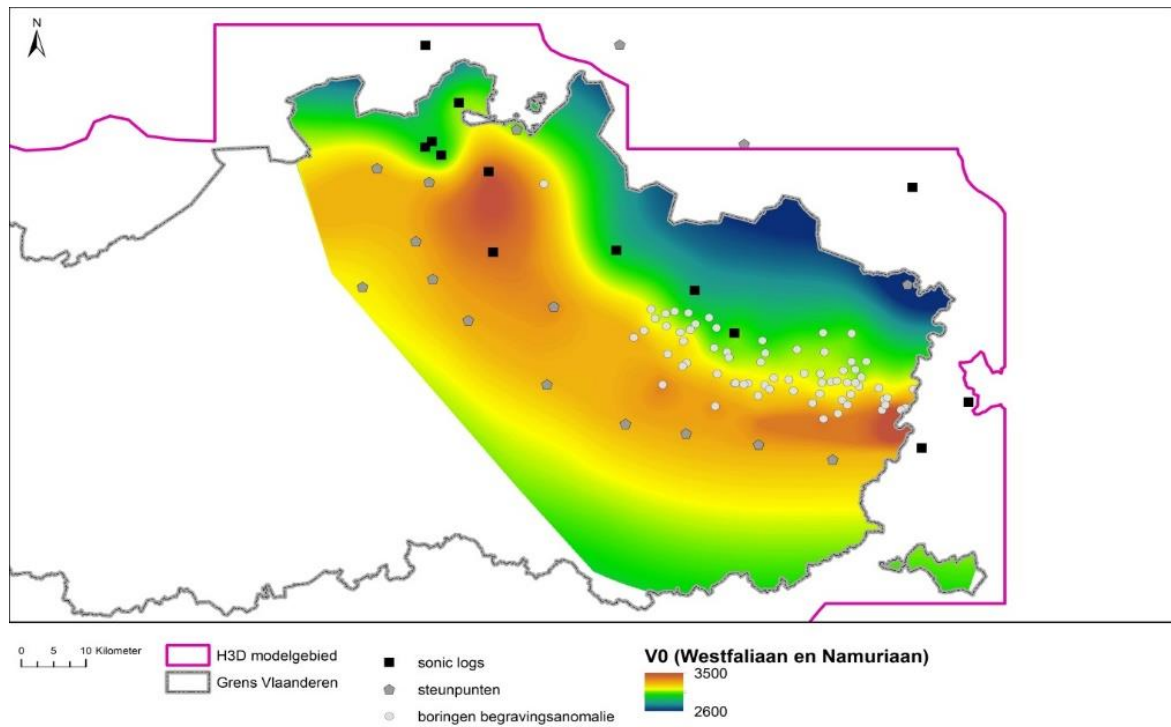
5.2. TIJD-DIEPTECONVERSIE EN AFWERKING VAN DE MODELLEN

Na de modellering in tijd, dienden de laag- en breukvlakken omgezet te worden naar het dieptedomein. Hieronder wordt eerst de domeinconversie van de laagvlakken besproken (paragraaf 5.2.1) en vervolgens deze van de breukvlakken (paragraaf 5.2.2).

5.2.1. TIJD-DIEPTECONVERSIE HORIZONS

Voor de tijd-diepte conversie van de basissen van de formaties van Neeroeteren en Flénu, Permo-Trias en Jura is het snelheidsmodel gebruikt dat ontwikkeld werd in functie van het G3Dv3-model (Deckers et al., 2019). In dit snelheidsmodel zijn een aantal belangrijke eenheden gedefinieerd die een gelijkaardige begravingsgeschiedenis hebben gekend. Voor elke eenheid is de gemiddelde snelheidstoename per meter bepaald, de zogenaamde compactiefactor k , en daarnaast een V_0 -kaart (hypothetische snelheid van een bepaalde eenheid aan het oppervlak; zie Figuur 22) op basis van de beschikbare snelheidsdata uit boringen (voor akoestische boorgatmetingen). Specifiek voor het Westfaliaan werd voor het bepalen van de k - en V_0 -waardes ook de extra begraving in rekening gebracht die ingeschat werd volgens het model van Ferket et al. (2010).

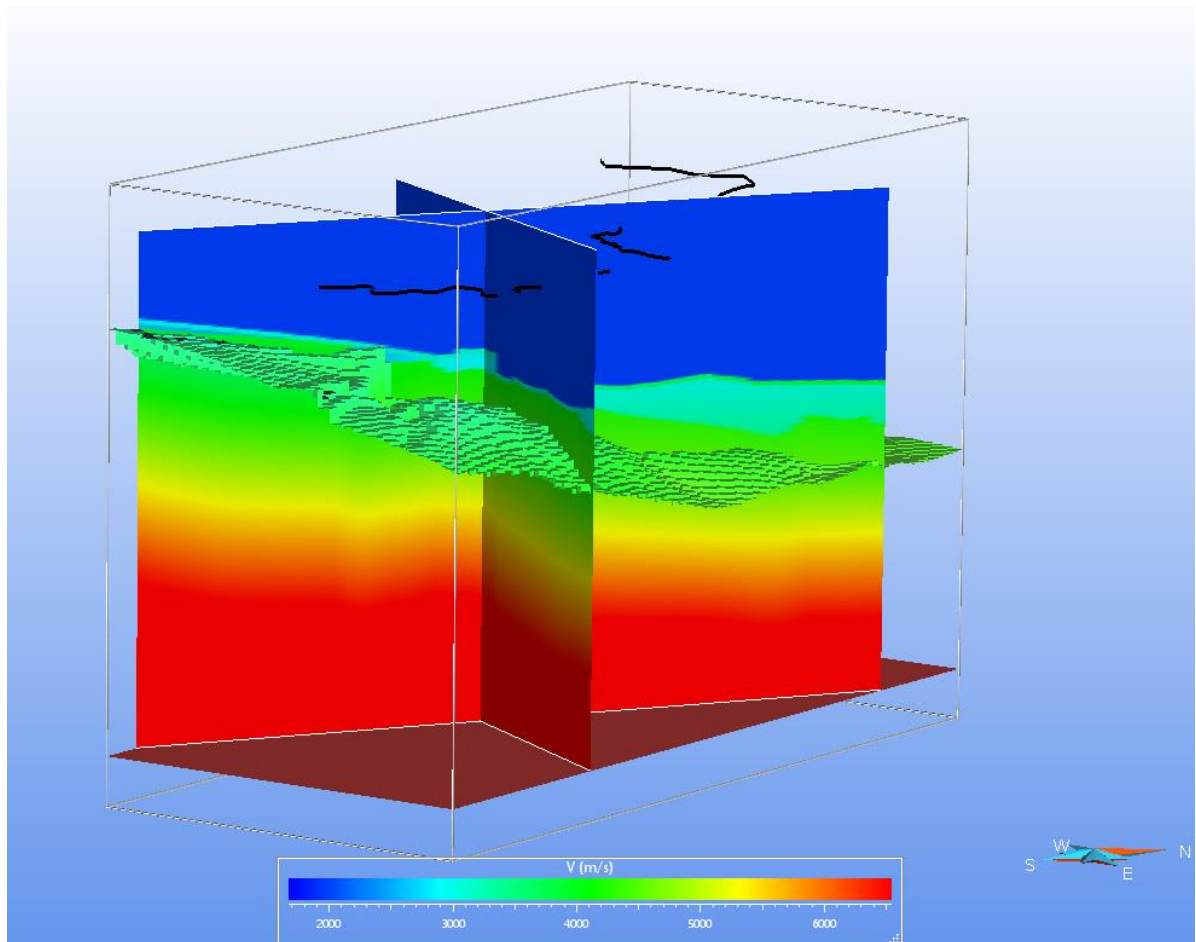
Om de laagvlakken in diepte te berekenen van de basissen van de formaties van Flénu en Neeroeteren is volgende input gebruikt: 1) V_0 -kaart en k -waarde van het Westfaliaan uit het G3Dv3-model; 2) tijdsvlakken van de basissen van de formaties van Flénu en Neeroeteren uit deze studie; 3) Het dieptevlak van de top van het Westfaliaan, die samengesteld is uit de basis van de Krijtgroep uit het G3Dv3-model en de aangepaste basis van het Permo-Trias van het huidige model.



Figuur 22: V0-kaart voor het Westfaliaan-Namuriaan rekening houdende met gekende begravingsanomalieën uit boringen (uit Deckers et al., 2019).

5.2.2. TIJD-DIEPTECONVERSIE BREUKEN

Voor het omzetten van de breukvlakken van tijd naar diepte is de snelheidsvoxet gebruikt die in functie van het G3Dv3-model ontwikkeld is (Deckers et al., 2019). Deze snelheidsvoxet is een kubus bestaande uit voxels die ingevuld zijn met snelheidswaardes (Figuur 23). Voor elke voxel is de instantane snelheid afgeleid op basis van het voor de lagenmodellering gebruikte V0-k snelheidsmodel (zie hierboven). Op basis van deze instantane snelheden kan voor elke voxel ook de gemiddelde snelheid bepaald worden, dewelke nodig is om de breukvlakken van tijd te kunnen converteren naar diepte.



Figuur 23: VOXET met instantane snelheden begrensd door de verschillende eenheden waarvoor VO-kaarten en k-waardes zijn bepaald (uit Deckers et al., 2019).

5.3. RESULTATEN MODELLEN IN DIEPTE

Hieronder worden de resultaten van de modellering van de formaties van Neeroeteren en Flénu in het boven Westfaliaan van Vlaanderen besproken. Een belangrijke vooruitgang ten opzichte van vorige modellen is dat er nu - dankzij het gebruik van de recente seismische VITOLIM-campagne en integratie van Nederlandse data - een model kon opgemaakt worden van het boven Westfaliaan in de Roerdalslenk. Omwille van het ontbreken van boorgegevens die het boven Westfaliaan bereiken, blijft er een grotere onzekerheid op de modellen in de Roerdalslenk.

Hierdoor is er nu voor de eerste keer een gebiedsdekkend model beschikbaar voor het boven Westfaliaan in Vlaanderen (dat ook gebiedsdekkend gebaseerd is op hoofdzakelijk seismische gegevens en boorgegevens). Buiten de Roerdalslenk waren er reeds modellen van het boven Westfaliaan beschikbaar, zoals het 2.5D model van Langenaeker (2000). De resultaten van de nieuwe modellen zullen hieronder vergeleken worden met de eerdere modellen.

Daarnaast worden ook de resultaten van de aangepaste modellen van het Permo-Trias en Jura binnen Vlaanderen besproken. De modellen van deze eenheden vormen een update van diegene uit het G3Dv3-model. De verschillen met het vorige model worden hieronder eveneens toegelicht.

Een overzicht van de gemodelleerde eenheden met bijhorende codes is weergegeven in Tabel 5.

Formatie (periode)	Code	Oorsprong	Opmaak basisrasters
Sleen en Aalburg (Jura)	05JU	1	1 = Aanpassing G3Dv3-model
Helchteren (Perm), Buntsandstein, Röt, Muschelkalk, Keuper (Trias)	06TR_07PE	1	2 = Volledig nieuw
Neeroeteren (boven Westfaliaan)	0801CA_Nr	2	
Flénu (boven Westfaliaan)	0802CA_FI	2	

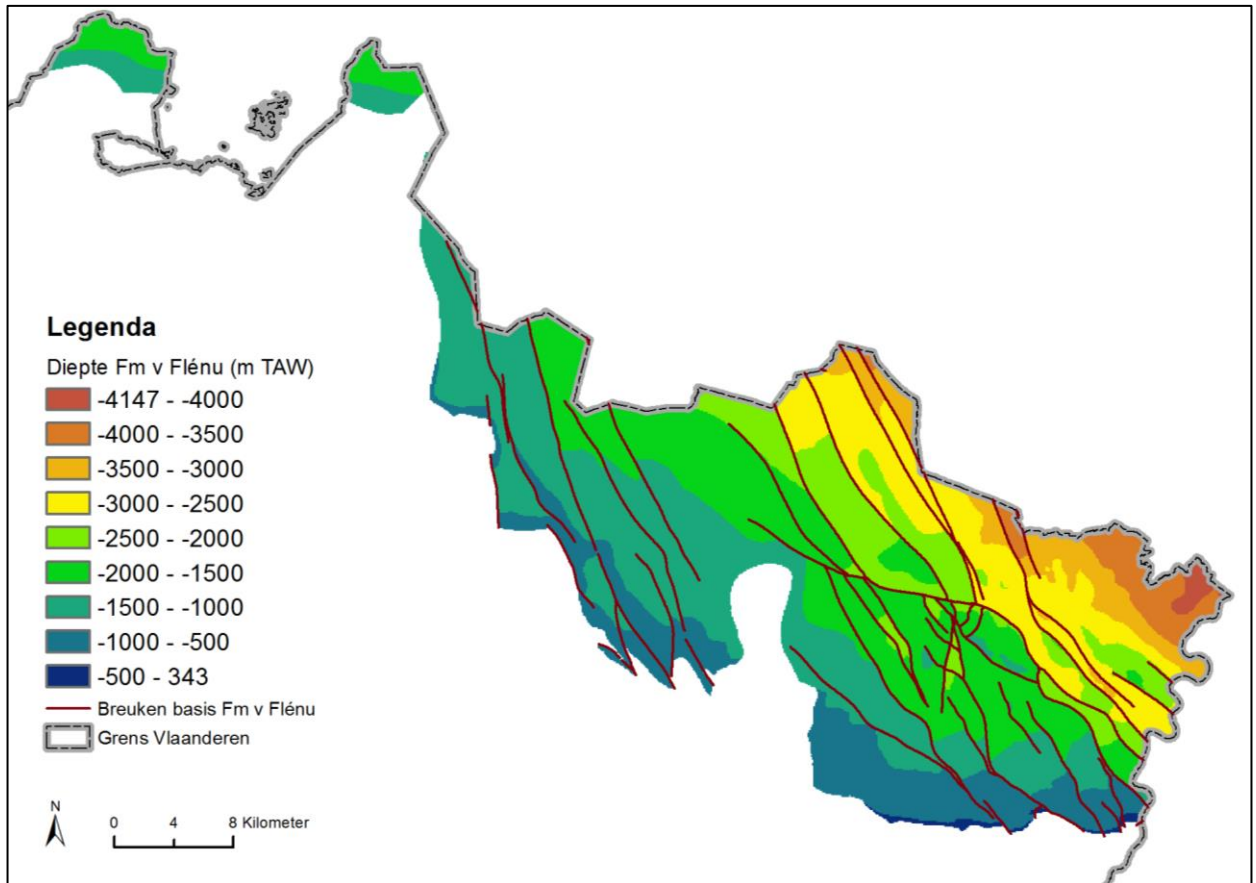
Tabel 5: Overzicht van de gemodelleerde eenheden met bijhorende codes. De cijfers in de kolom "Oorsprong" duiden op de manier hoe de opmaak van de basisrasters van de corresponderende eenheden tot stand kwam (zie kolom "Opmaak basisrasters").

Formatie (periode)	Code	Oorsprong	Opmaak basisrasters
Sleen en Aalburg (Jura)	05JU	1	1 = Aanpassing G3Dv3-model
Helchteren (Perm), Buntsandstein, Röt, Muschelkalk, Keuper (Trias)	06TR_07PE	1	2 = Volledig nieuw
Neeroeteren (boven Westfaliaan)	0801CA_Nr	2	
Flénu (boven Westfaliaan)	0802CA_FI	2	

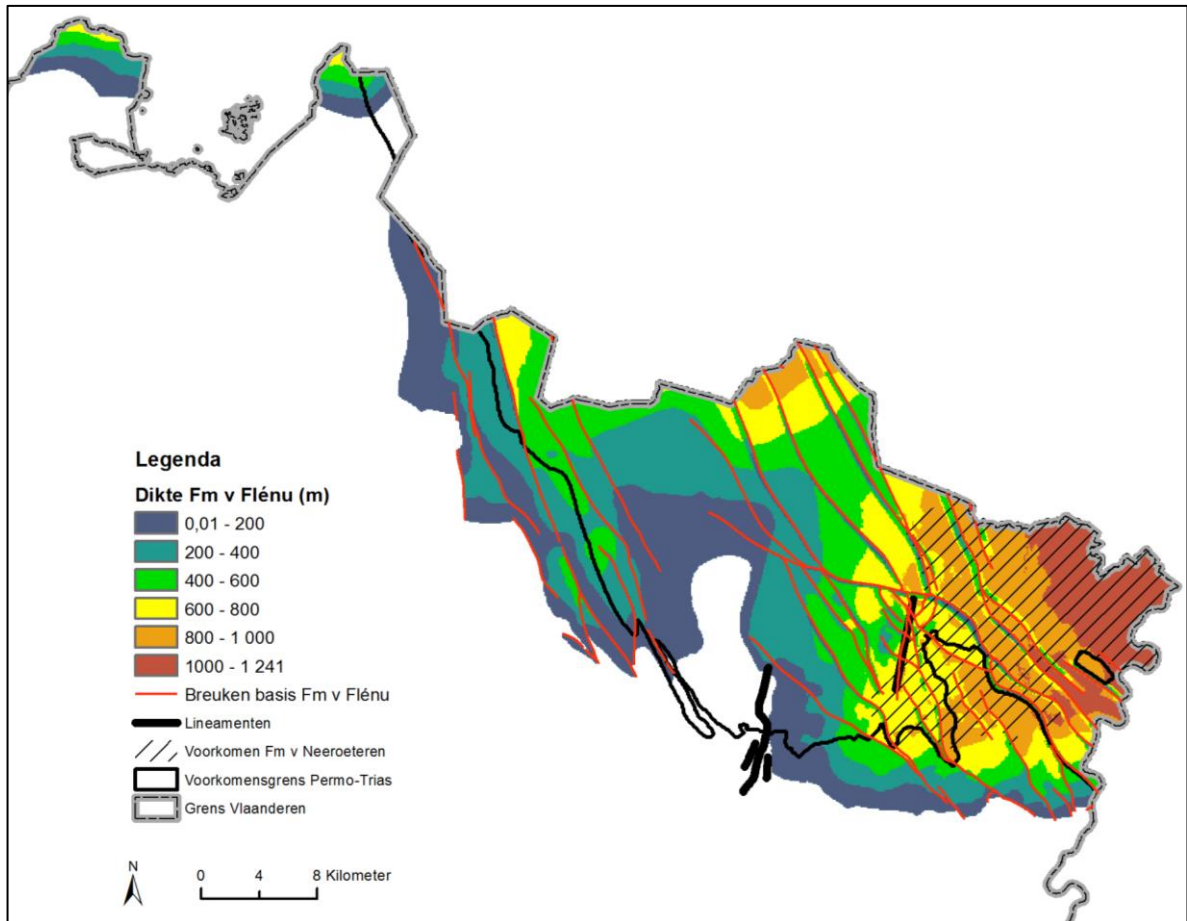
5.3.1. FORMATIE VAN FLÉNU

De Formatie van Flénu is aanwezig in het uiterste noordoosten (provincie Limburg) en noorden (provincie Antwerpen) van Vlaanderen. In het noordoosten is het voorkomen continu, terwijl het in het noorden - door het grillige verloop van de Vlaamse grens - als eilanden voorkomt.

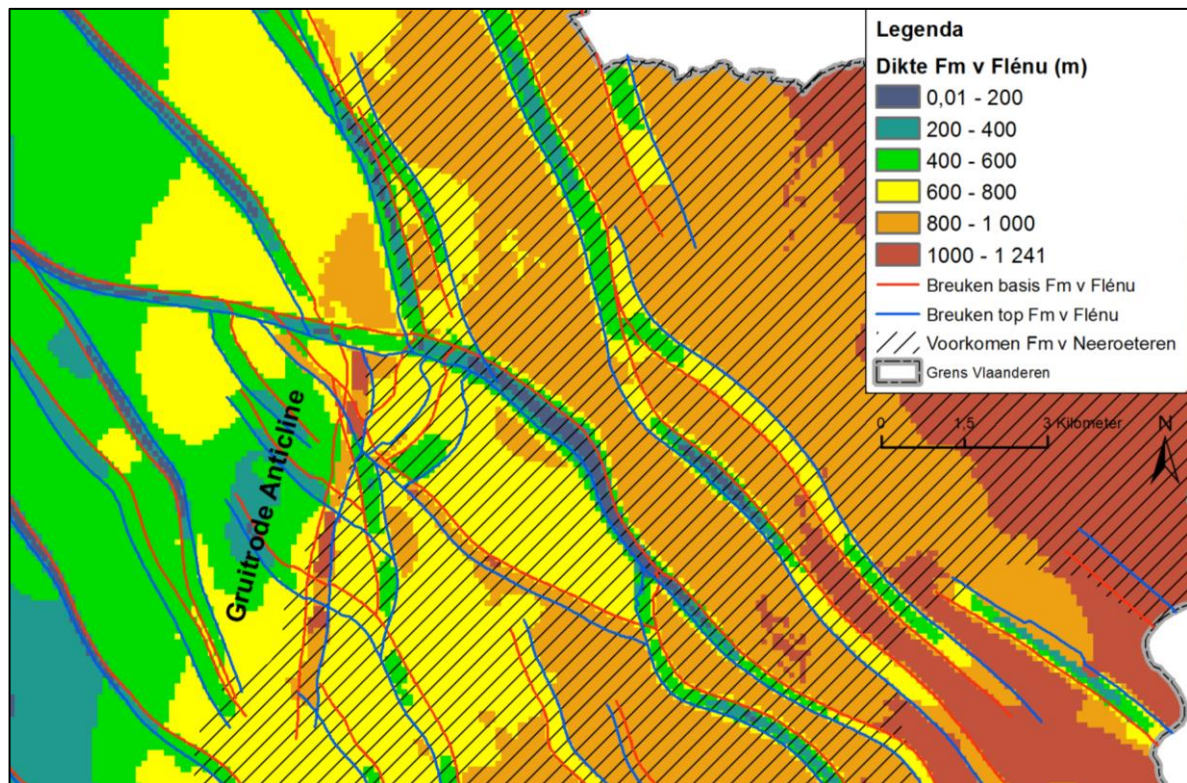
De basis van de Formatie van Flénu is weergegeven op Figuur 24. In het zuidelijk voorkomen van het Bekken van de Kempen ligt deze het minst tussen -350 en -500 m TAW diep. Richting het noorden treedt een snelle verdieping op naar gemiddeld zo'n -2000 m TAW nabij de randbreuken van de Roerdalslenk. Ook in het uiterste noorden zien we een snelle verdieping richting -2000 m TAW. In de Roerdalslenk varieert de diepte tussen -1650 m TAW ten noorden van de Breuk van Grote Brogel tot -4150 m TAW in het uiterste oosten van het Vlaamse deel van de Roerdalslenk.



Figuur 24: Dieptebereik van de basis van de Formatie van Flénu in Vlaanderen.



Figuur 25: Diktekaart van de Formatie van Flénu met daarop het voorkomingsgebied van de Formatie van Neeroeteren en het Perm/Trias weergegeven. De breuken die de basis van de Formatie van Flénu doorsnijden en de Lineamenten van Donderslag (zuidelijk) en Gruitrode (noordelijk) die het diktepatroon beïnvloeden, zijn weergegeven.



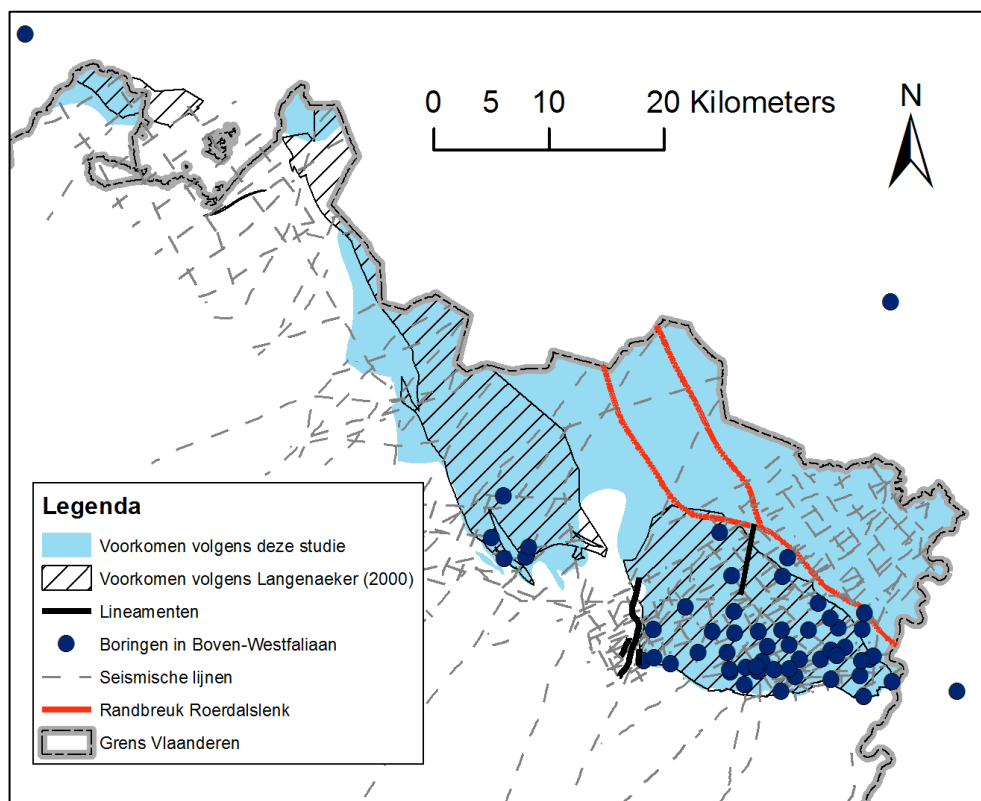
Figuur 26: Diktekaart van de Formatie van Flénu ingezoomd op het gebied rond de Anticline van Gruitrode die links op de figuur is aangegeven en gekenmerkt wordt door een sterke verdunning van de Formatie van Flénu.

De diktekaart van de Formatie van Flénu is weergegeven op Figuur 25. Dit dikteverloop wordt sterk bepaald door de bedekking van de top van deze formatie. Daarom wordt in Figuur 25 ook het voorkomen van bovenliggende eenheden weergegeven:

- Waar de Formatie van Flénu bedekt wordt door de Formatie van Neeroeteren, is de volledige dikte van deze eerste aanwezig. In deze zone zien we algemeen een geleidelijke trend van verdunning richting het westen tot noordwesten van een maximum van 1240 m in het uiterste zuidoosten tot 650 m in het noordwesten. Deze verdunning stemt overeen met deze die geobserveerd werd in boringen (Figuur 11) en op seismische data (Figuur 17).
- In het gebied waar de Formatie van Flénu bedekt wordt door het Perm/Trias is de dikte afhankelijk van de vervormingsfase die plaatsvond tussen het Westfaliaan en late Perm (Saalische fase). Tijdens deze vervormingsfases werden de Anticlines van Donderslag en Gruitrode gevormd (zie paragraaf 4.2.2) die de Formatie van Neeroeteren hebben weggeërodeerd alsook de top - of voor de eerste zelfs de volledige - Formatie van Flénu. Daarom zien we deze ZZW-NNO anticlines in de diktekaart van de Formatie van Flénu als zones met verdunning of afwezigheid van deze eenheid:
 1. Op de Anticline van Gruitrode is maximaal 400 meter van de Formatie van Flénu (Figuur 26) en nog eens 450 meter van de Formatie van Neeroeteren geërodeerd, wat dus in totaal een maximale amplitude geeft van 850 meter voor deze anticline.
 2. Op de Anticline van Donderslag is de Formatie van Flénu afwezig, waardoor de amplitude ervan niet op basis van de diktes van de Formatie van Flénu bepaald kan worden. Echter weten we dat ook het volledige boven Westfaliaan B (250-300 meter) en nog een deel van het onder Westfaliaan B verdwijnt op de anticlinale as. Dit zou in totaal neerkomen op een gelijkaardige amplitude als deze van de Anticline van Gruitrode.

- Waar de Krijtgroep rechtstreek op de Formatie van Flénu ligt, wordt de dikte ook beïnvloed door breukwerking en opheffing ten gevolge van de Kimmerische tektonische fase(s). Tijdens deze fase(s) zijn namelijk (N)NW-(Z)ZO tot WNW-OZO-breuken sterk actief geweest (Deckers et al., 2019) en heeft er ook aanzienlijke erosie plaatsgevonden, waardoor dergelijke breuken het voorkomen en de dikte van de Formatie van Flénu in grote mate bepalen. Dit is voornamelijk het geval in het uiterste zuiden, westen en noorden van het voorkomen van deze formatie in het Bekken van de Kempen.

In het uiterste noorden van Vlaanderen, ten noorden van de Breuk van Hoogstraten, verdikt de Formatie van Flénu sterk naar meer dan 600 m. Hier is het mogelijk dat er behalve de Formatie van Flénu, ook nog jongere afzettingen aanwezig zijn in deze 600 m, zoals de Nederlandse formaties van Hellevoetsluis en/of Strijen, op basis van de nabijgelegen Nederlandse boring Rijsbergen. Dit is echter zéér onzeker door de structurele complexiteit van deze regio die de seismische interpretaties sterk bemoeilijkt. Om hier meer zekerheid over te krijgen, wordt aanbevolen om in deze regio het Westfaliaan grensoverschrijdend te karteren (zie paragraaf 7.2).



Figuur 27: Een vergelijking van het voorkomen van de Formatie van Flénu volgens deze studie en die volgens Langenaeker (2000).

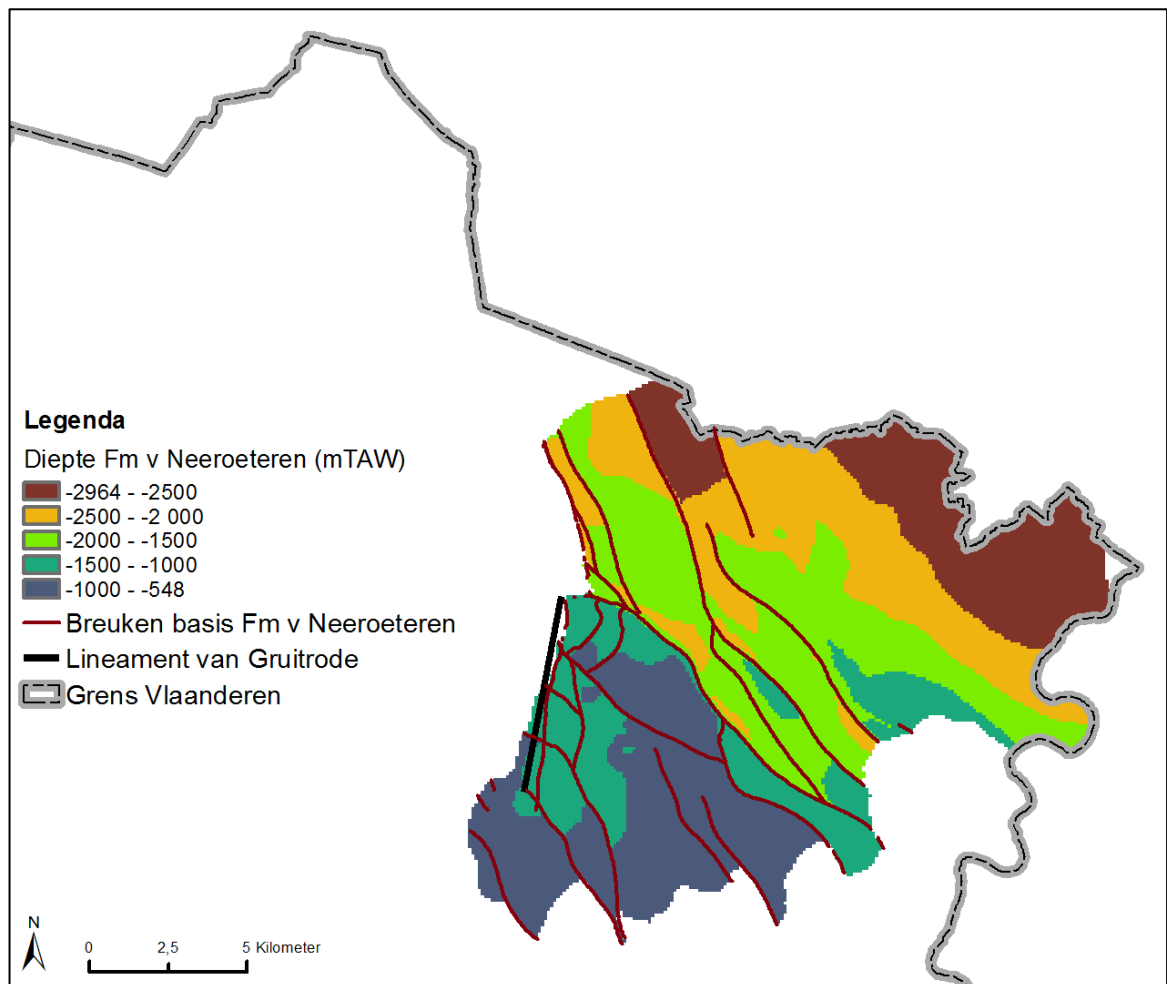
Het voorkomen van de Formatie van Flénu loopt over het algemeen erg gelijkaardig met deze van Langenaeker (2000; Figuur 27). Zeker in het zuiden is er een sterke gelijkenis, die vooral veroorzaakt wordt door 1) aanwezigheid van mijngegevens 2) aanwezigheid van veel boringen en 3) goede bedekking door seismische data. Zoals hierboven aangehaald had Langenaeker (2000) geen model van het Westfaliaan in de Roerdalslenk, waardoor diens voorkomen ook beperkter was naar het noordoosten toe.

Naar het noordwesten toe zijn er geen boringen meer in het boven Westfaliaan en is de kwaliteit van de seismische data meestal slecht (zie paragraaf 4.1.3), wat zich vertaalt in grotere verschillen tussen de voorkomens van de Formatie van Flénu volgens deze studie en die van Langenaeker (2000). In de regio Mol werden deze verschillen verder in de hand gewerkt doordat we voor deze studie daar recente seismiek (Mol-Herentals campagne; Figuur 8) hebben gebruikt die nog niet ter beschikking was voor Langenaeker (2000).

5.3.2. FORMATIE VAN NEEROETEREN

De Formatie van Neeroeteren is uitsluitend aanwezig in het uiterste oosten van Vlaanderen, in het oostelijk deel van de provincie Limburg met een deel buiten en een deel binnen de Roerdalslenk. Het deel buiten de Roerdalslenk werd op verschillende plekken aangeboord, maar het deel binnen de Roerdalslenk niet (Figuur 30). Het deel binnen de Roerdalslenk werd daarom op basis van omliggende data gekarteerd (zie paragraaf 4.1.2).

De basis van de Formatie van Neeroeteren is weergegeven op Figuur 28. Deze bevindt zich in het Bekken van de Kempen tussen ongeveer -550 en -1400 m diepte TAW, terwijl deze in de Roerdalslenk tussen de -1100 en -3000 m TAW gelegen is. In het algemeen verdiept de basis van deze formatie richting het noorden.

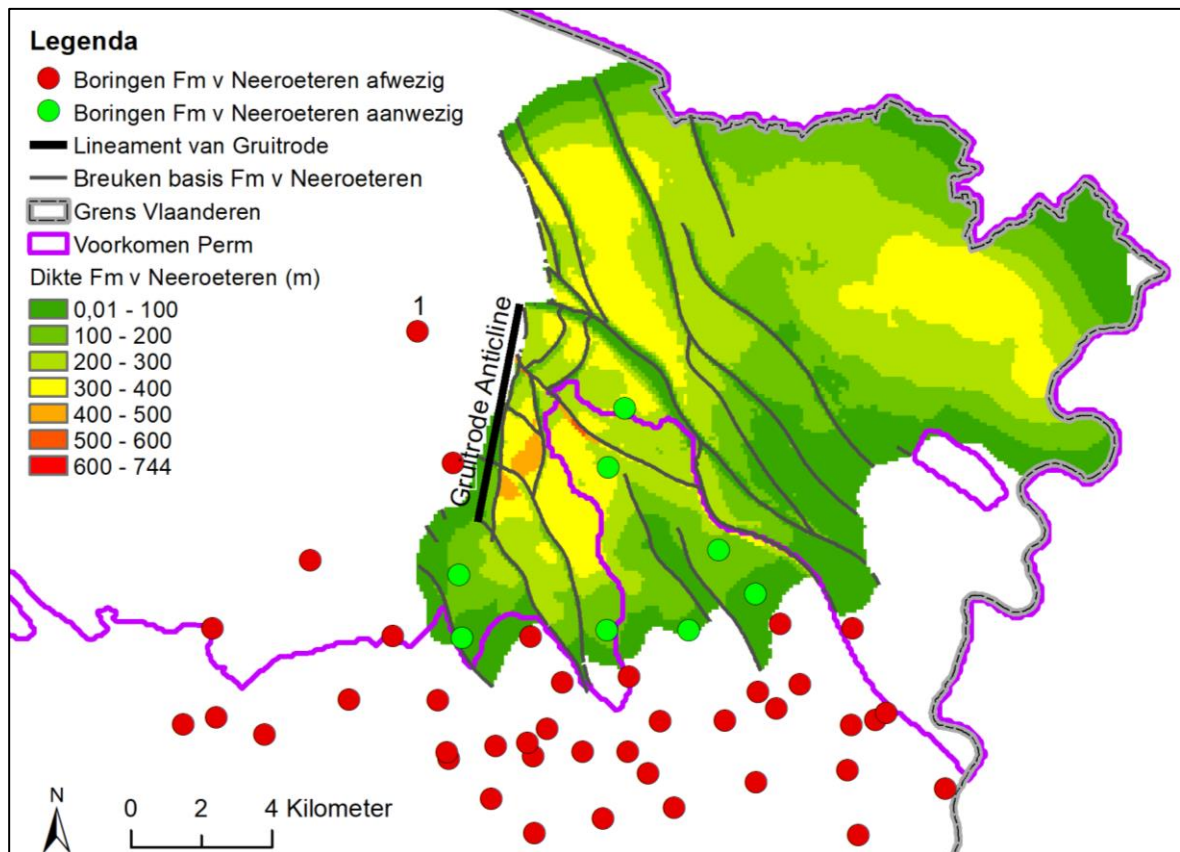


Figuur 28: Dieptebereik van de basis van de Formatie van Neeroeteren in Vlaanderen.

De dikte van de Formatie van Neeroeteren is weergegeven in Figuur 29. De maximale dikte van deze formatie is 450 m. Dit is echter geen volledige oorspronkelijke dikte, vermits de top van de Formatie van Neeroeteren samenvalt met een groot hiaat (> 50 miljoen jaar) waarbinnen zich verschillende vervormingsfasen hebben voorgedaan.

Omdat de Formatie van Neeroeteren grotendeels bedekt wordt door het Perm/Trias, wordt het dikteverloop grotendeels bepaald door de vervormingsfase die na het Westfaliaan en voor het late Perm heeft plaatsgevonden (Saalische fase). Enkel in het zuidelijke voorkomen in het Bekken van de Kempen, waar het Perm/Trias afwezig is, wordt de dikte ook bepaald door de invloed van de Kimmerische tektonische fase(s). Op basis van de diktekaart kunnen een aantal vaststellingen gedaan worden:

- In Bekken van de Kempen is er een verdikking van de Formatie van Neeroeteren richting de sterk opgeheven zuidoostelijke flank van de Anticline van Gruitrode (Figuur 29). Net ten zuidoosten van deze flank bereikt de Formatie van Neeroeteren zijn maximale dikte van 450 m. Opvallend is dat deze maximale dikte samenvalt met de maximale amplitude van de Anticline van Gruitrode verder noordelijk. Het opwellen van de Anticline van Gruitrode ging dus vermoedelijk gepaard met het inzakken van het gebied net ten zuidoosten van diens flank, waardoor in dat gebied relatief veel boven Westfaliaan beschut was voor erosie. Op de zuidoostelijke flank van de Anticline van Gruitrode zelf werd de Formatie van Neeroeteren wel volledig weggeërodeerd. De Anticline van Gruitrode bepaalt daarom het noordwestelijke voorkomen van de Formatie van Neeroeteren in het Bekken van de Kempen. De zone van verdikking van de Formatie van Neeroeteren loopt door tot in de Roerdalslenk, maar de Anticline van Gruitrode zelf niet. Hierdoor is er in de Roerdalslenk een minder scherpe noordelijke bregrenzing en is het voorkomen van de Formatie van Neeroeteren daar ruimer naar het noordwesten.
- Een tweede zone van een dik ontwikkelde Formatie van Neeroeteren (350 m) bevindt zich in het centrale deel van de Roerdalslenk. Deze zone wordt niet begrensd door grote tektonische structuren (zoals de Anticline van Gruitrode) en is daarom breder dan deze in het Bekken van de Kempen (zie lange golflengte vervorming in paragraaf 6.3).
- Behalve aan de Anticline van Gruitrode is de verdunning van de Formatie van Neeroeteren geleidelijk onder het Permo-Trias.
- In het zuiden wordt het voorkomen van de Formatie van Neeroeteren bepaald door breuken die post-depositioneel actief waren (Kimmerische fase).

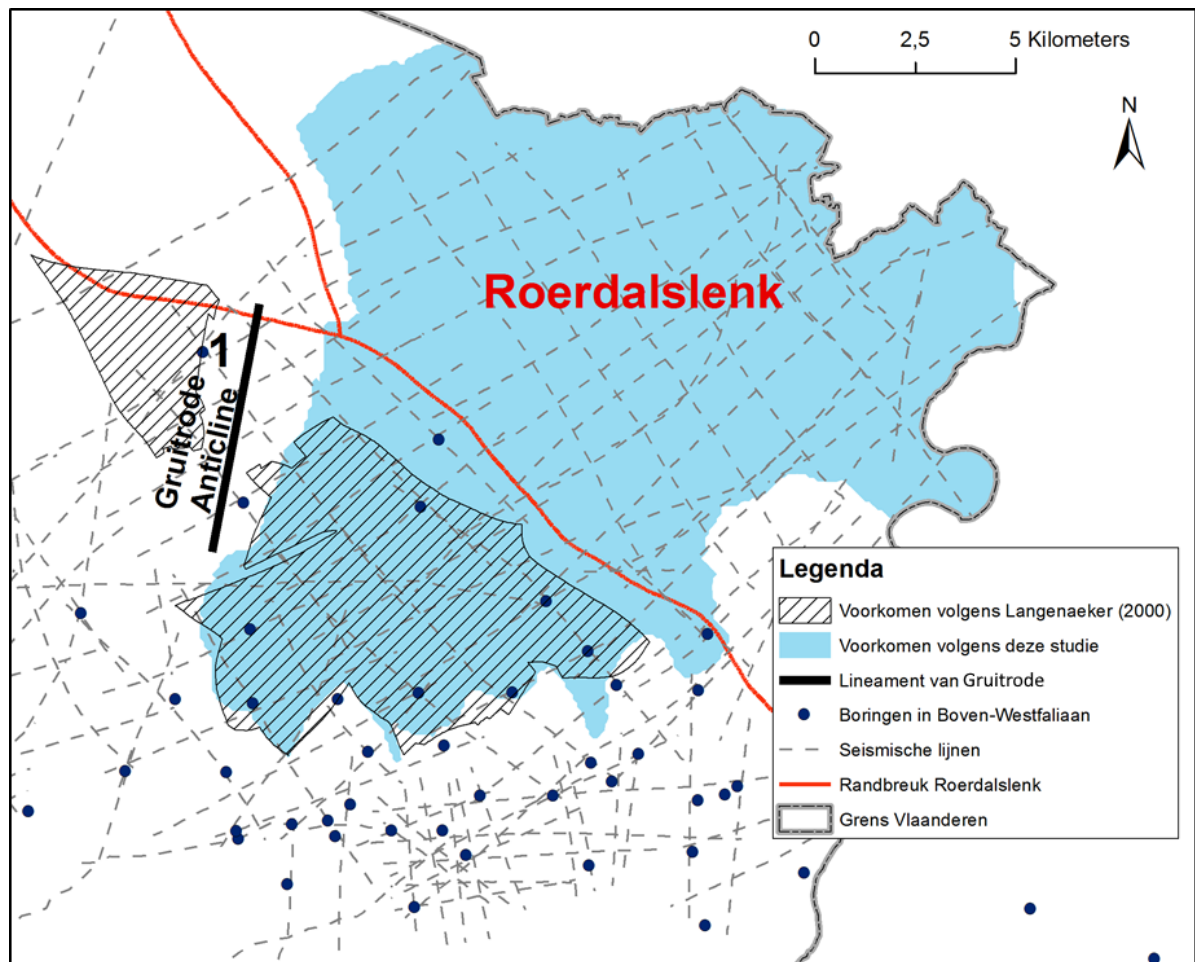


Figuur 29: Diktekaart van de Formatie van Neeroeteren in Vlaanderen met in het westen diens begrenzing aan de Anticline van Gruitrode. 1 = boring Bree (DOV-proefnummer: [kb18d48w-B193](#)). Het voorkomen van het Perm is ook weergegeven om te verduidelijken waar de dikte van de Formatie van Neeroeteren enkel geaffecteerd wordt door de vervormingsfase tussen het Stefaniaan en het midden Perm.

Ten zuiden van de Anticline van Gruitrode verloopt het voorkomen van de Formatie van Neeroeteren erg gelijkaardig als bij Langenaeker (2000; Figuur 30). Ten noorden van deze anticline is er volgens het huidige model geen Formatie van Neeroeteren meer aanwezig, in tegenstelling tot het model van Langenaeker (2000). Deze afwezigheid volgens de huidige studie is gebaseerd op volgende argumenten:

- In boring Bree (DOV-proefnummer: [kb18d48w-B193](#); voor locatie zie Figuur 29 en Figuur 30) werden onder de basis van het Perm/Trias lagen van het Westfaliaan aangetroffen die tot de Formatie van Flénu zouden behoren (M. Dusar pers.comm. want geen boorbeschrijving ter beschikking). Op basis van de boorgatmetingen zijn inderdaad geen dikke zandsteensequenties aanwezig, maar wel nog veelvuldig koollagen en kleilagen. Hier ontbreekt dus de Formatie van Neeroeteren.
- Op seismische lijnen zijn er sterke reflecties waar te nemen onder de basis van het Perm/Trias (Figuur 20) die atypisch zijn voor de Formatie van Neeroeteren, maar wel typisch voor de bovenkant van de Formatie van Flénu.
- Correlaties van de lijnen ten noorden van de Anticline van Gruitrode met meer westelijk gelegen seismische lijnen van de campagne van Meeuwen-Hechtel waar meer controle op de seismische interpretaties is vanwege boringen.

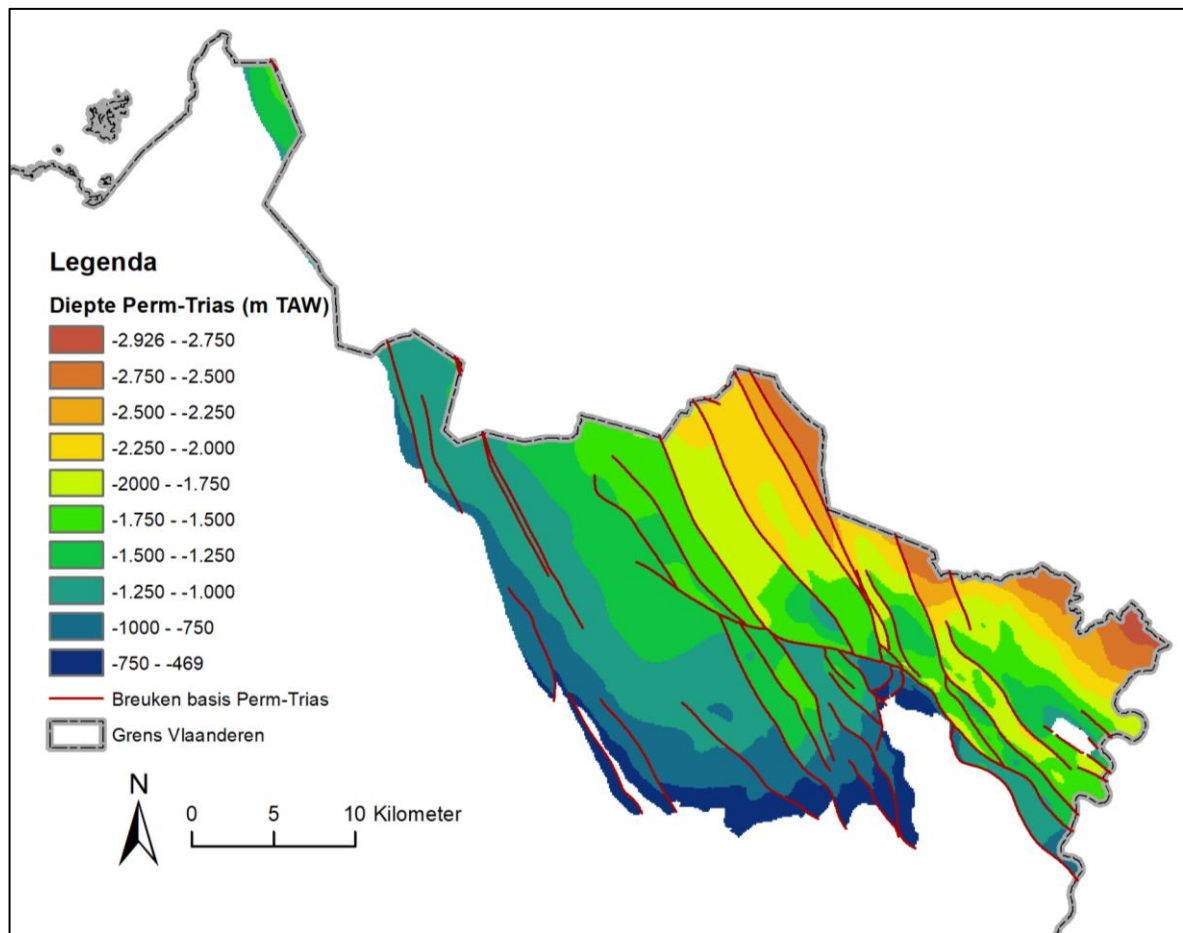
Zoals hierboven aangehaald had Langenaeker (2000) geen model van het Westfaliaan in de Roerdalslenk, waardoor het voorkomen van diens Formatie van Neeroeteren ook beperkter was naar het noordoosten toe tot het Bekken van de Kempen.



Figuur 30: Een vergelijking van het voorkomen van de Formatie van Neeroeteren volgens deze studie en die volgens Langenaeker (2000). 1 = boring Bree (DOV-proefnummer: [kb18d48w-B193](#)), net ten noorden van de Anticline van Gruitrode gelegen.

5.3.3. PERMO-TRIAS

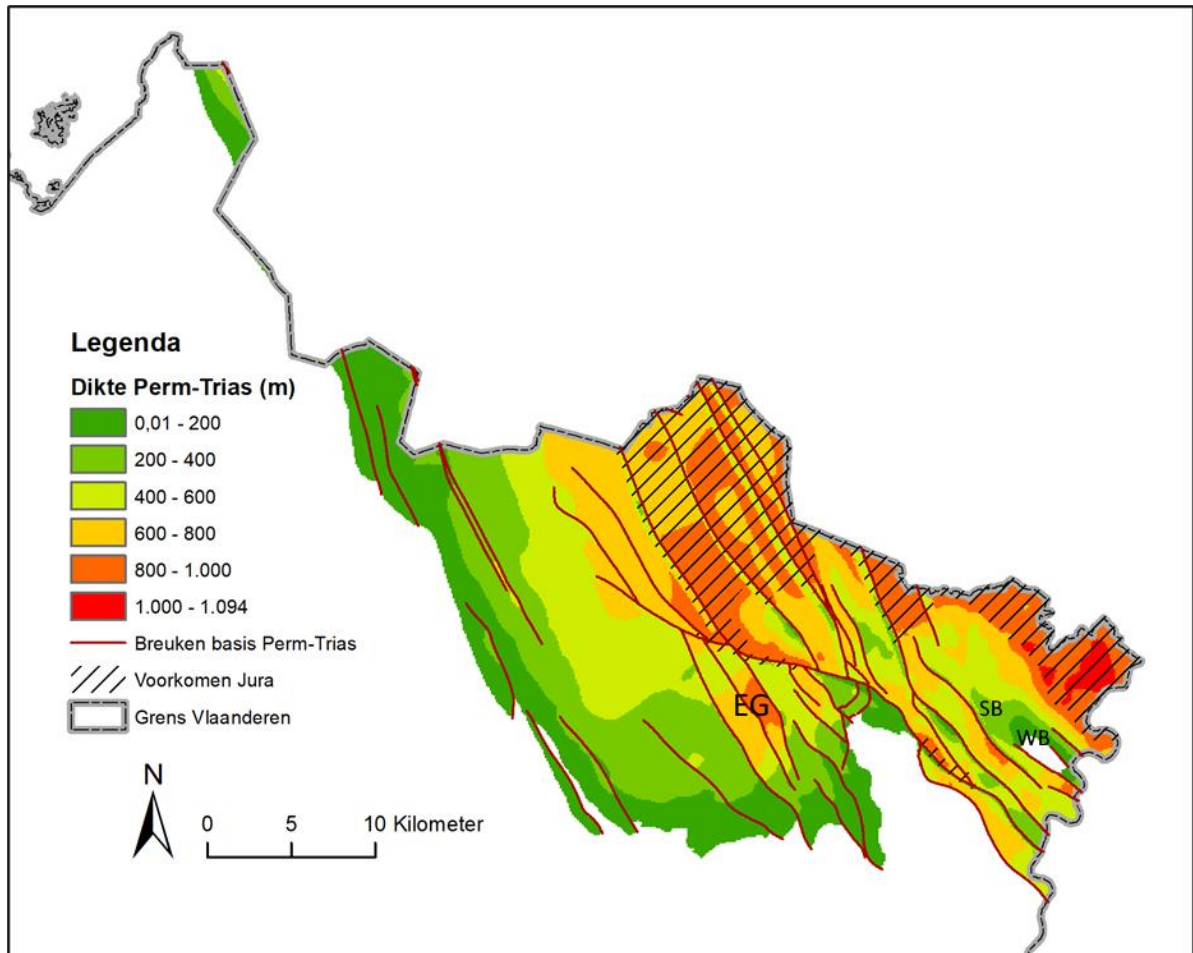
Voor het G3Dv3-model, en dus ook het huidige, worden afzettingen van het Perm en Trias samengenomen tot één modeleenheid. Dit omdat het Perm algemeen dun is en sedimentologisch tamelijk goed aansluit bij het bovenliggende Trias. Het Permo-Trias komt voor in het noorden van de provincie Limburg en lokaal in het uiterste noordoosten van de Provincie Antwerpen, hetgeen overeenkomt met de Roerdalslenk en het oostelijk deel van het Bekken van de Kempen (Figuur 31). Het minst diep zit het Permo-Trias in het zuid(west)en van het voorkomen waar het subcroopt tussen -470 m bij het Hoog van Bree en -700 meter verder richting het zuidwesten. In het noordelijke deel van het voorkomen verdiept het Permo-Trias meer geleidelijk van west naar oost. Het diepste punt wordt bereikt in het uiterste noordoosten van Vlaanderen, in de Roerdalslenk, waar de basis van het Permo-Trias een diepte bereikt van meer dan -2900 meter.



Figuur 31: Dieptebereik van de basis van het Permo-Trias in Vlaanderen.

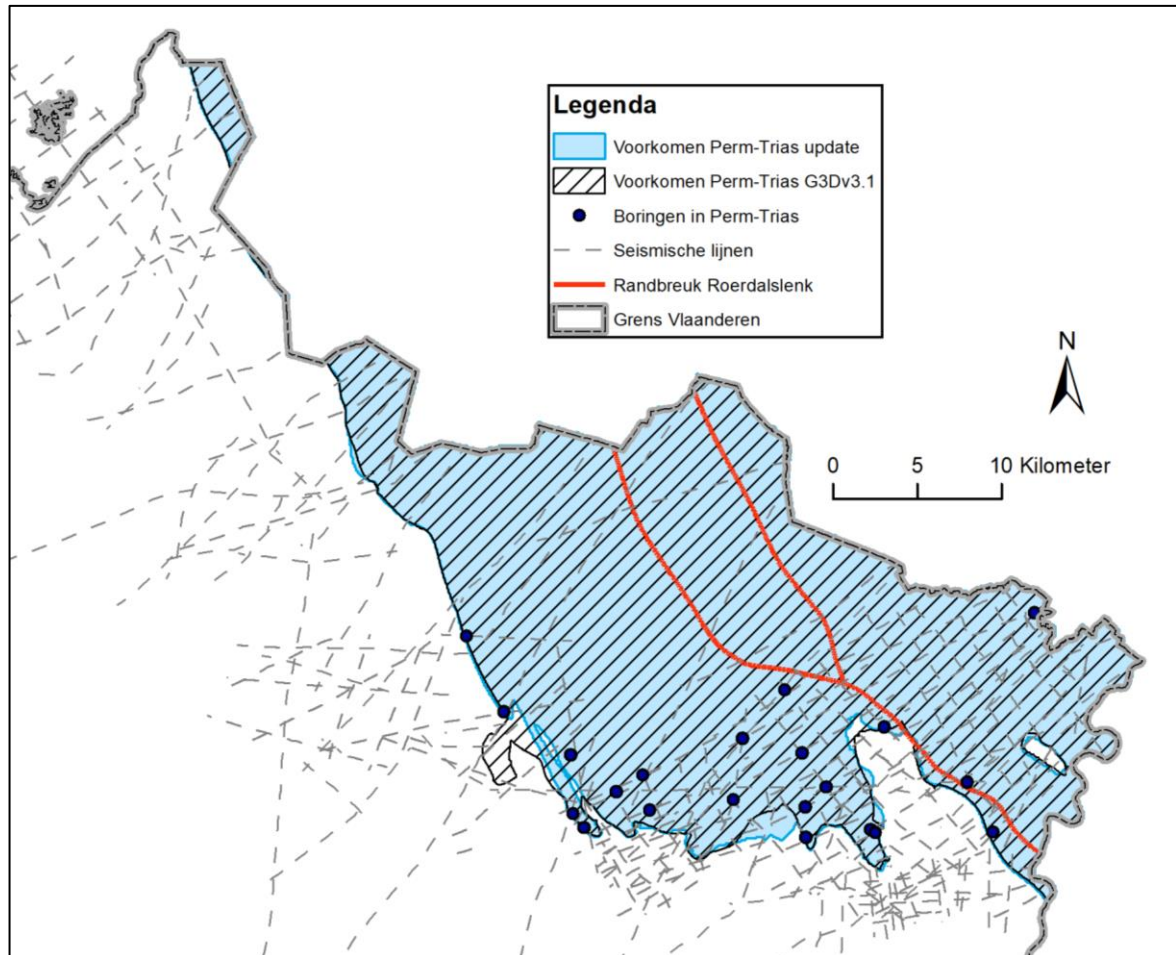
De diktekaart van het Permo-Trias is weergegeven in Figuur 32. In het gebied waar de Krijtgroep rechtstreeks op het Permo-Trias ligt, en het Permo-Trias dus onvolledig is, wordt het diktepatroon grotendeels beïnvloedt door kantelingen, breuksprongen en opheffing ten gevolge van de Kimmerische tektonische fase(s) die in het midden Jura tot vroege Krijt plaatsvonden. In de Roerdalslenk wordt het Permo-Trias lokaal bedekt door het vroege Jura, waardoor het daar zijn volledige dikte bereikt, die gemiddeld een 800-900 m bedraagt. Door sterke kanteling, rijkt de verticale dikte van het Permo-Trias lokaal zelfs tot bijna 1100 m.

Door Kimmerische opheffing in de footwall van de Siemkensheuvel en Wurfeld breuken (Breuk_64 en Breuk_67), is het Permo-Trias hier dun en lokaal zelfs afwezig binnen de Roerdalslenk. In het Bekken van de Kempen is het Permo-Trias nergens volledig aanwezig volgens het model, maar bereikt het wel bijna zijn verwachte maximale dikte in de Ellikom Graben (zie seismische sectie in Figuur 20).



Figuur 32: Diktekaart van het Perm-Trias waarop eveneens het voorkomensgebied van het Jura is weergegeven om duidelijk te maken waar het complete Perm-Trias aanwezig is. De Ellikom Graben (EG) in het Bekken van de Kempen, waar het Perm-Trias lokaal bijna volledig aanwezig is, en antithetische Breuken van Siemkensheuvel en Wurfeld (SB en WB) in de Roerdalslenk, waar in de footwall het Perm-Trias dun wordt en lokaal zelfs volledig verdwijnt, zijn aangeduid.

De vergelijking van het nieuwe voorkomen van het Perm-Trias ten opzichte van dit uit het G3Dv3-model wordt getoond in Figuur 33. Hieruit blijkt dat in het algemeen slechts beperkte verschillen optreden qua voorkomen. Het meest opvallende is het verdwijnen van een stuk voorkomen in het zuidwesten, waarbij het Perm-Trias lokaal niet meer blijkt terug te keren in een bepaald breukblok zoals dit initieel wel werd geïnterpreteerd. De dieptes en diktes van het Perm-Trias uit het G3Dv3-model ondergingen lokaal sterkere aanpassingen vanwege nieuwe inzichten die in Hoofdstuk 6.4 staan toegelicht. Deze omvatten de Ellikom Graben (Figuur 32), het Bree Hoog en de hangingwalls van de Breuken van Grote Brogel en Neeroeteren (Figuur 40). In deze gebieden werd de basis van het Perm-Trias nu gelegd op discordanties die eerder als intra-Westfaliaan werden aanzien.



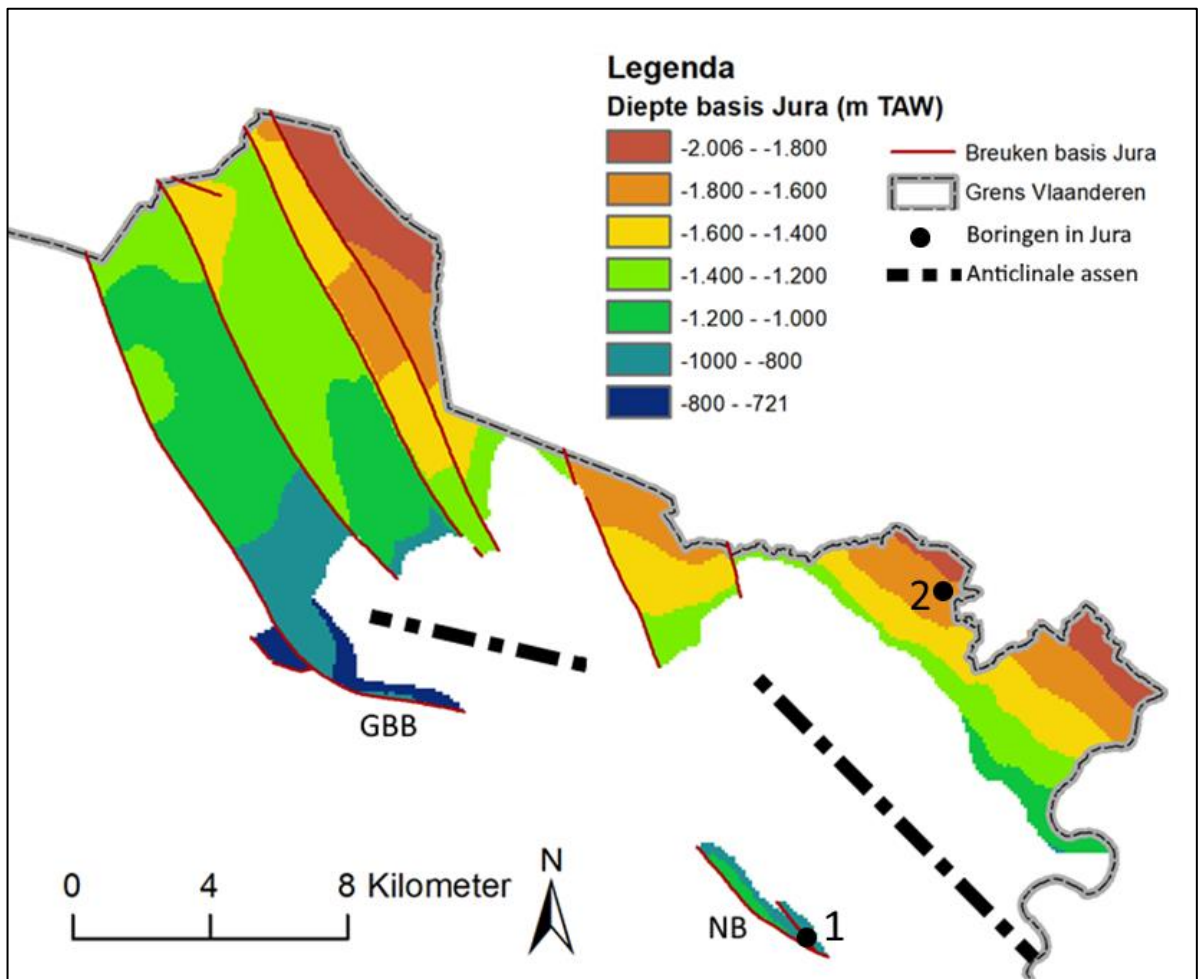
Figuur 33: Een vergelijking tussen het nieuwe voorkomen van het Permo-Trias en deze van het G3Dv3-model. Let op de uistulping in het zuidwesten, die in het nieuwe voorkomen verdwenen is. Alle andere aanpassingen in het voorkomen zijn subtiel.

5.3.4. JURA

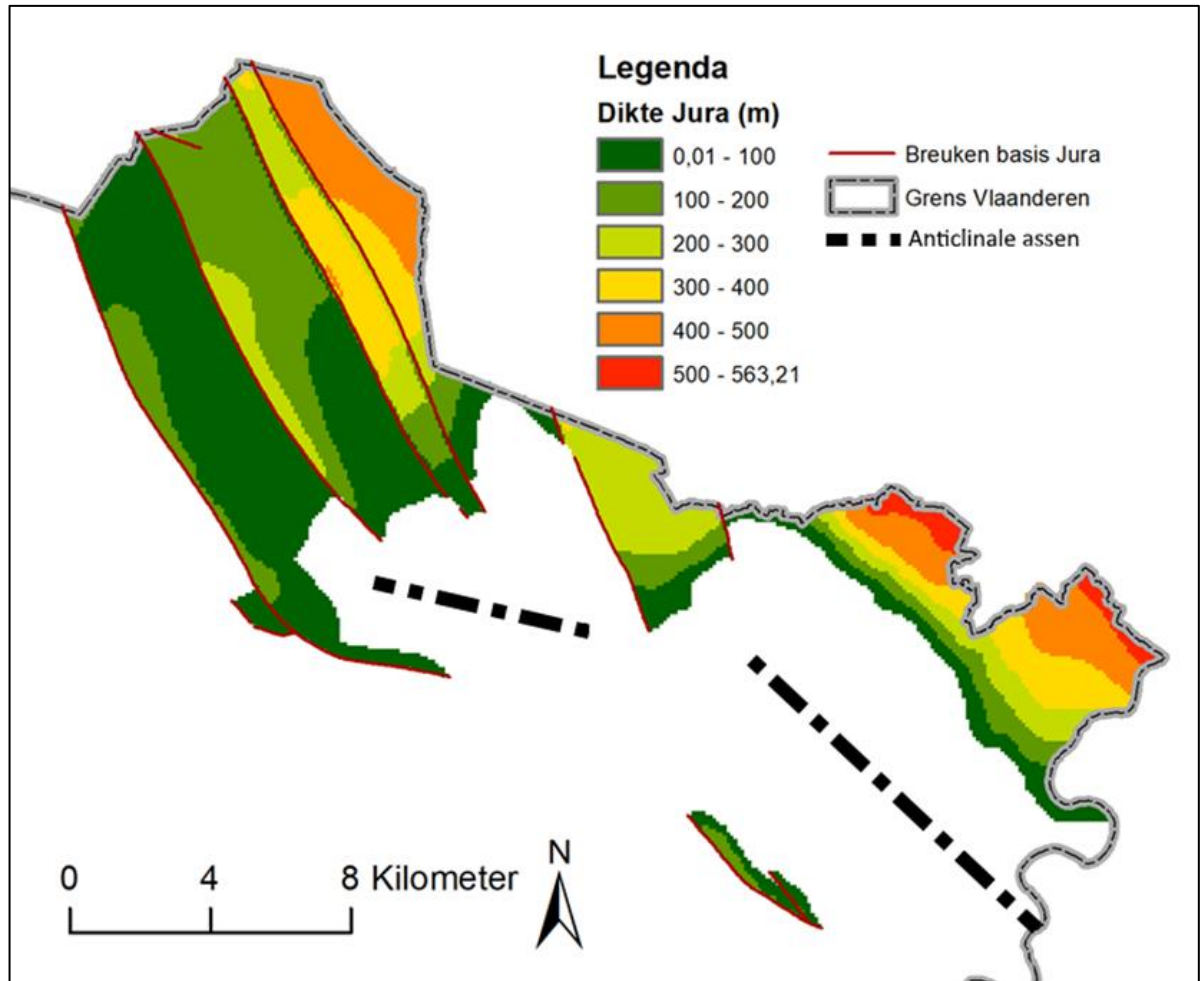
Het Jura is uitsluitend aanwezig in de Roerdalslenk, en werd daar in twee boringen aangeboord (DOV-proefnummers: [kb26d64w-B221](#) en [kb18d49w-B226](#)). De basis en de dikte van het Jura zijn weergegeven in Figuur 34 en Figuur 35. De basis bevindt zich tussen ongeveer -720 en -2000 m diepte TAW. Het minst diep tegen de westelijke randbreuken van de Roerdalslenk en het diepst in het uiterste noordoosten tegen de grens met Nederland. Opvallend is de afwezigheid van het Jura in een groot deel van de Roerdalslenk op de as van WNW-ZZO en NW-ZO georiënteerde anticlinale structuren, nabij en parallel met de grote randbreuken van de Roerdalslenk (zie Figuur 34). Deze anticlinale structuren worden geïnterpreteerd als rollover anticlines die tijdens de Kimmerische fase(s) gevormd werden (zie ook paragraaf 6.4.5). Deze anticlines vormden zich als gevolg van het listrische breukverzet in de hangingwall van een randbreuk. Bij latere erosie, ook tijdens de Kimmerische fase(s), werd het Jura op de relatief hoger gelegen anticline volledig weggeërodeerd en wel nog behouden in de relatief lager gelegen flanken ervan. Daarom is er nu nog Jura aanwezig op volgende locaties:

- Net tegen de randbreuken van de Roerdalslenk, namelijk de Breuken van Grote Brogel en Neeroeteren, met tegen deze laatste de boring Neeroeteren (DOV-proefnummer: [kb26d64w-B221](#); voor locatie zie Figuur 34).

- Op grotere afstand van de hangingwall of het centrale deel van de Roerdalslenk, met daarin boring Molenbeersel (DOV-proefnummer: [kb18d49w-B226](#); voor locatie zie Figuur 34). Het Jura bereikt zijn maximale dikte van meer dan 500 m in het centrale deel van de Roerdalslenk (zie Figuur 35). In de overliggende, zuidwestelijke flanken van de anticlines is de maximale dikte van het Jura rond 100 m.

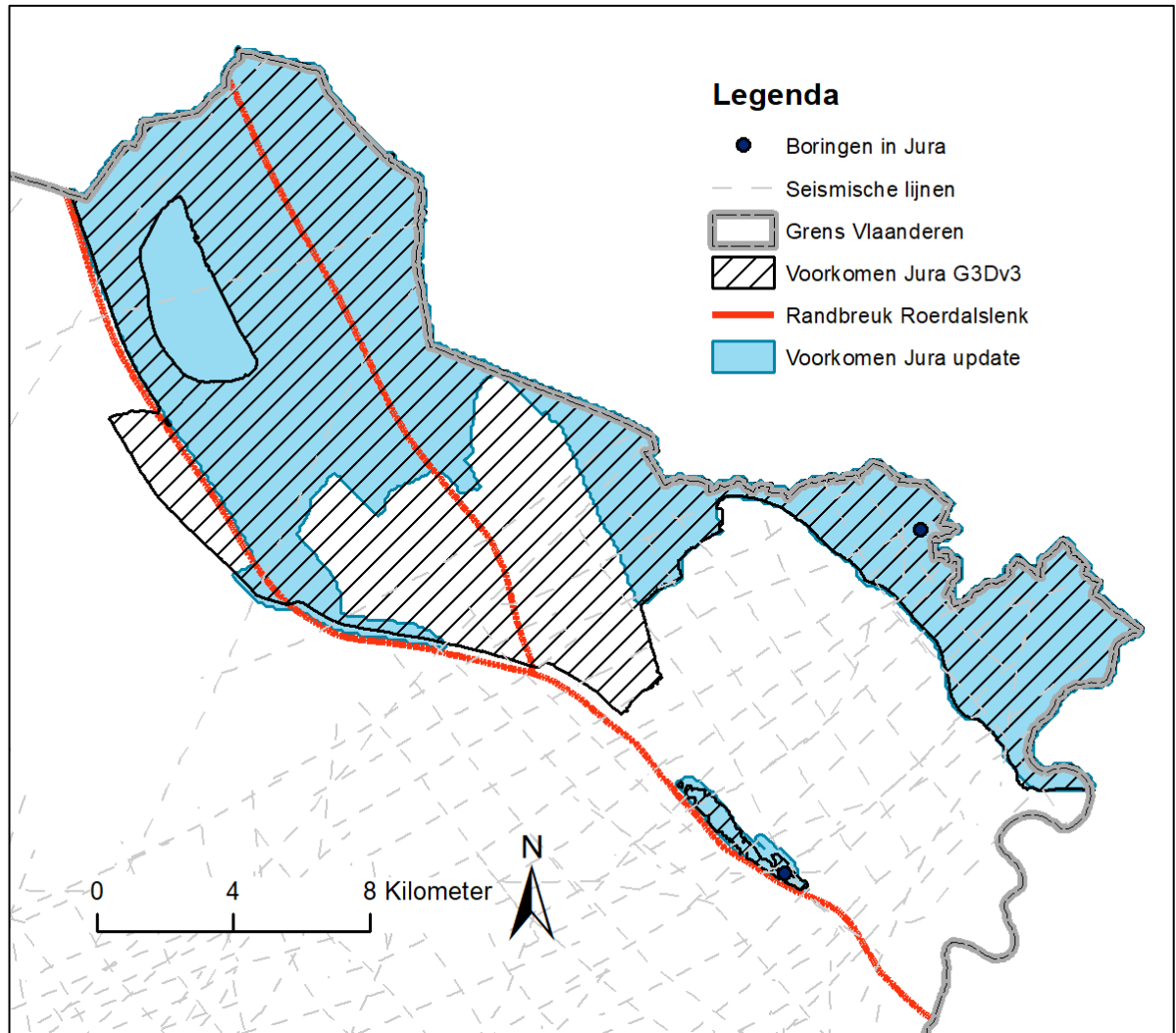


Figuur 34: Dieptebereik van de basis van het Jura in Vlaanderen. Let ook op de anticlinale assen die het voorkomen en de diepte van het Jura in grote delen van de Roerdalslenk bepalen. In de hangingwall van de Breuken van Grote Brogel (GBB) en Neeroeteren (NB) komt hierdoor lokaal nog Jura voor. De locaties van de twee boringen die het Jura aanboren in de Roerdalslenk zijn ook weergegeven; 1 = boring Neeroeteren met DOV-proefnummer [kb26d64w-B221](#); 2 = boring Molenbeersel met DOV-proefnummer: [kb18d49w-B226](#)).



Figuur 35: Diktekaart van het Jura in Vlaanderen. De anticlinale structuren in de hangingwall van de randbreuken van de Roerdalslenk hebben een sterk effect op de dikte van het Jura. Zo heb je een beperkte dikte en veelal afwezigheid van het Jura in de zuidwestelijke flank van de anticlines en een sterk toenemende dikte in de noordoostelijke flank van de anticlines.

Figuur 36 vergelijkt het nieuwe voorkomen van het Jura met datgene van het G3Dv3-model. Hieruit blijkt dat in het noordelijke deel van de Roerdalslenk grote verschillen optreden. Dankzij nieuwe inzichten in het seismisch facies van het Permo-Trias en boven Westfaliaan, alsook de invloed van de verschillende tektonische fases, zijn de interpretaties in dit noordelijke deel aangepast. De nieuwe inzichten worden verder toegelicht in paragraaf 6.4.



Figuur 36: Een vergelijking tussen het nieuwe voorkomen van het Jura met dat van het G3Dv3-model. Hierbij valt op dat in het noordwesten van de slenk substantiële verschillen optreden, waarbij de nieuwe voorkomengrens in dit gebied is opgeschoven in noordwestelijke richting, en het Jura dus een minder uitgebreid voorkomen heeft in deze hoek dan in het G3Dv3-model.

HOOFDSTUK 6. NIEUWE INZICHTEN

In dit hoofdstuk worden de nieuwe inzichten die voortvloeien uit de opmaak van de modellen van de formaties van Flénu en Neeroeteren in de regionale context besproken. Hierbij maken we onderscheid tussen nieuwe inzichten in de syn-sedimentaire processen op het niveau van grote bekkens (paragraaf 6.1) alsook op kleinere schaal van het studiegebied (paragraaf 6.2). Daarnaast worden de nieuwe inzichten besproken gerelateerd aan post-depositionele vervorming (paragraaf 6.3). Als laatste hebben de aangepaste interpretaties en modellen van het Permo-Trias en Jura eveneens tot een aantal nieuwe inzichten geleid (paragraaf 6.4).

6.1. NIEUWE INZICHTEN SYN-SEDIMENTAIRE BEKKENDYNAMIEK

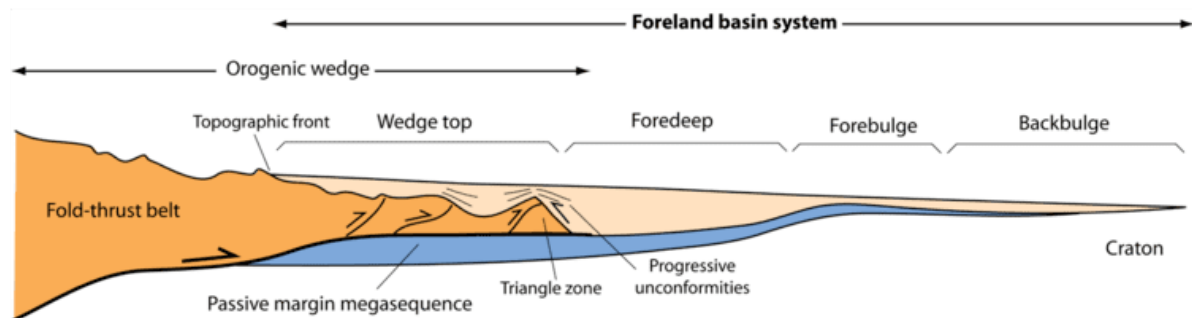
De interpretaties tot op het detail van gidslagen in boringen en seismiek doorheen het studiegebied geven een goed beeld van de grootschalige geologische dynamische processen waaraan het Bekken van de Kempen tijdens het boven Westfaliaan onderhevig was. Uit interpretatie van boringen en seismiek bleek er binnen het Westfaliaan C een consistente verdunnende trend van het zuidoosten naar het noordwesten (zie Figuur 11 of bijlage A). Zo zijn de leden van Meeuwen, Wasmes en Neerglabbeek gemiddeld 40% dunner in het noordwesten dan in het zuidoosten van hun voorkomen. Deze trend was niet geheel uniform, maar kende versterkingen en verzwakkingen doorheen de tijd. Ten zuidoosten van het studiegebied, of in Nederlands Limburg, is het Westfaliaan C nergens volledig bewaard, waardoor het moeilijk is om de diktetrends voor het gehele pakket te vergelijken met deze studie. Echter, in de boring Kemperkoul ten zuidoosten van het studiegebied, is het onder Westfaliaan C wel volledig en veronderstelt om ongeveer 450 m dik te zijn (Van Ameron & Van Tongeren, 2002), of nog 70 m dikker dan het maximum in het zuidoosten van het studiegebied (Figuur 38). Dit stelt dat de trend van zuidoostwaartse verdikking zich verder zet in het zuidoosten van het studiegebied.

Dusar (1989b) en Dreesen et al. (1995) observeerden ook eerder deze dikteverschillen in het boven Westfaliaan in het zuidoosten van het Bekken van de Kempen, en verklaarden ze als gevolg van blokkentektoniek (breukwerking). De seismische interpretaties van deze studie tonen echter aan dat er geen dikteveranderingen plaatsvonden over breuken heen onder de top van het Westfaliaan. Volgens onze seismische interpretaties verloopt deze noordwestwaartse verdunnende trend niet abrupt over breuken. We observeerden daarentegen op sommige seismische lijnen (zoals op Figuur 17) duidelijk dat deze verdunning geleidelijk aan verliep via een neerwaartse beweging richting het zuiden van het bekken. De grootschaligheid van de neerwaartse beweging in het studiegebied, met een lengte van 40 km en totale amplitude van ongeveer 350 m voor het Westfaliaan C, noodzaakt een verklaring op het niveau van lithosferische processen.

Voor neerwaartse bekkenbewegingen zijn potentieel meerdere processen als verklaring mogelijk (rifting, dynamische topografie, "lithospheric folding", ...). Gezien de nabijheid van het Variscische front ten zuiden van het studiegebied, achten wij het meest waarschijnlijk dat de neerwaartse beweging richting het zuiden van het Bekken van de Kempen een gevolg is van druk op de lithosfeer door het noordwaarts migrerend Variscische gebergtefront verder zuidelijk. Het gewicht van een gebergtefront zorgt namelijk voor een neerwaartse druk op de lithosfeer waardoor voor het gebergtefront vaak een zogenaamd "foredeep" ontstaat (Figuur 37). Het Variscische voorlandbekken wordt inderdaad gekenmerkt door de aanwezigheid van molassebekkens of dus foredeep bekkens (Ricken et al., 2000). Deze foredeep bekkens worden - op basis van Westfaliaan diktes - zowel ten

oosten (Ruhr Coal Basin in Drozdewski, 1993) als ten westen (Wales Coal Basin in Burgess and Gayer, 2000) van het modelgebied geïnterpreteerd.

Ook de grote diktes van het Westfaliaan C in de Borinage (>1100 m), ten zuidwesten van het studiegebied en net ten noorden van het Variscische front, deden Bless et al. (1977) vermoeden dat er een foredeep aanwezig was.



Figuur 37: Typische elementen bij een voortschrijdend gebergtefront, zoals het Variscische front, en het bijhorende voorlandbekkensysteem (DeCelles & Giles, 1996)

Maximale subsidentie van een foredeep vindt vlak voor het gebergtefront plaats en neemt af op grotere afstand van dit gebergtefront. Dit zou de neerwaartse beweging van het zuiden van het Bekken van de Kempen richting het gebergtefront kunnen verklaren (Figuur 38B). De afname van subsidentie op grotere afstand van het gebergte resulteert vaak tot een lokaal hoog, een zogenaamde “forebulge”, waarachter er terug subsidentie is in een breed, zogenaamd “back-bulge” bekken (Figuur 37). In het geval van het studiegebied zou de forebulge dus ten noorden gelegen zijn tijdens het Westfaliaan C. In een typisch voorlandbekkensysteem vormt een forebulge een erosief hoog. Echter, volgens het model van Drozdewski (1993) was er op de Westfaliaan A tot vroeg B forebulge in het Roerbekken alsnog afzetting. Het feit dat ook de forebulge nog subsideert in combinatie met de sterke regionale subsidentie van meerdere honderden meters per miljoen jaar gedurende bijna het gehele Westfaliaan (voor het Westfaliaan C gemiddeld 200-300 meter per miljoen jaar in het studiegebied) zou kunnen verklaard worden door een bijkomende invloed van zogenaamde “dynamische topografie” als gevolg van processen in de mantel volgens Kombrink et al. (2008). Hoewel het model van Kombrink et al. (2008) beperkt was tot de bekkendynamische ontwikkeling van voor het Westfaliaan C, zou de dynamische topografie ook nog kunnen hebben meegespeeld tijdens het Westfaliaan C, waarbij de forebulge ten noorden van het studiegebied dus ook niet noodzakelijk erosie moet hebben ondergaan.

Helaas zijn er binnen Vlaanderen geen boringen met boven Westfaliaan in het noorden van het studiegebied (forebulge) om dit te achterhalen. Het ontbreken van boven Westfaliaan in deze boringen zou natuurlijk al deels een gevolg kunnen zijn van erosie of dunne afzettingen tijdens het Westfaliaan C, al heeft er later (Kimmerische fase(s)) zeker ook nog erosie plaatsgevonden van deze pakketten. De eerstvolgende boring met boven Westfaliaan ten noorden van het studiegebied is boring Rijsbergen, gelegen net ten noorden van de Vlaamse grens. In deze boring is het Westfaliaan C heel dun (< 150 m), wat dus inderdaad verklaard zou kunnen worden door de aanwezigheid van een forebulge in de buurt. Er dient wel opgepast te worden met de interpretaties van Westfaliaan diktes in boring Rijsbergen omdat er een belangrijke breukzone doorheen deze boring loopt (Van Adrichem Boogaert and Kouwe, 1997), al zou deze breukzone onder het Westfaliaan C lopen volgens Van Wijhe and Bless (1974), en dus geen effect op de dikte van het Westfaliaan C hebben.

Het zogenaamde back-bulge basin zou nog verder noordelijk van deze forebulge moeten gelegen zijn. Volgens het huidige model voor het Bekken van de Kempen en dat volgens Drozdowski (1993) voor het Roerbekken zou het back-bulge basin gelegen moeten zijn in centraal Nederland (c.f. Kombrink et al., 2008). In dergelijk back-bulge basin is de afzettingsdikte typisch groter dan op de forebulge en kleiner dan in het foredeep.

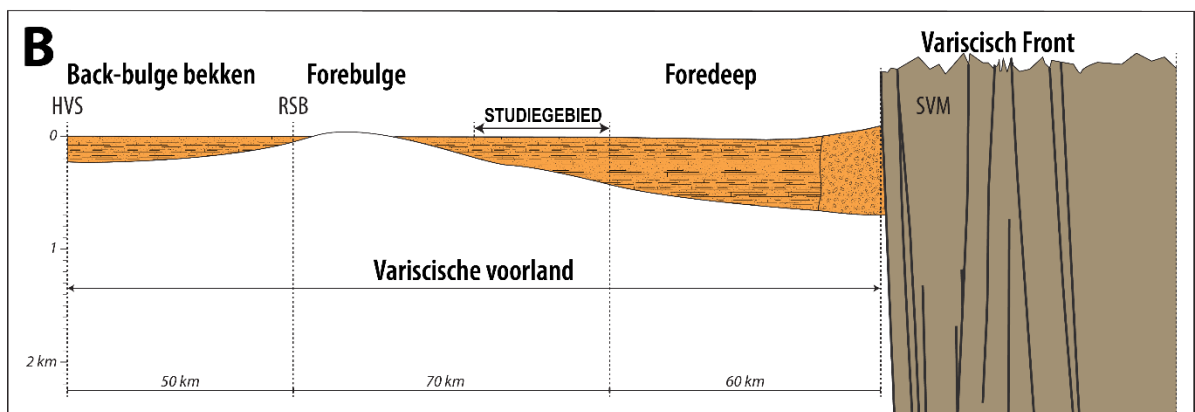
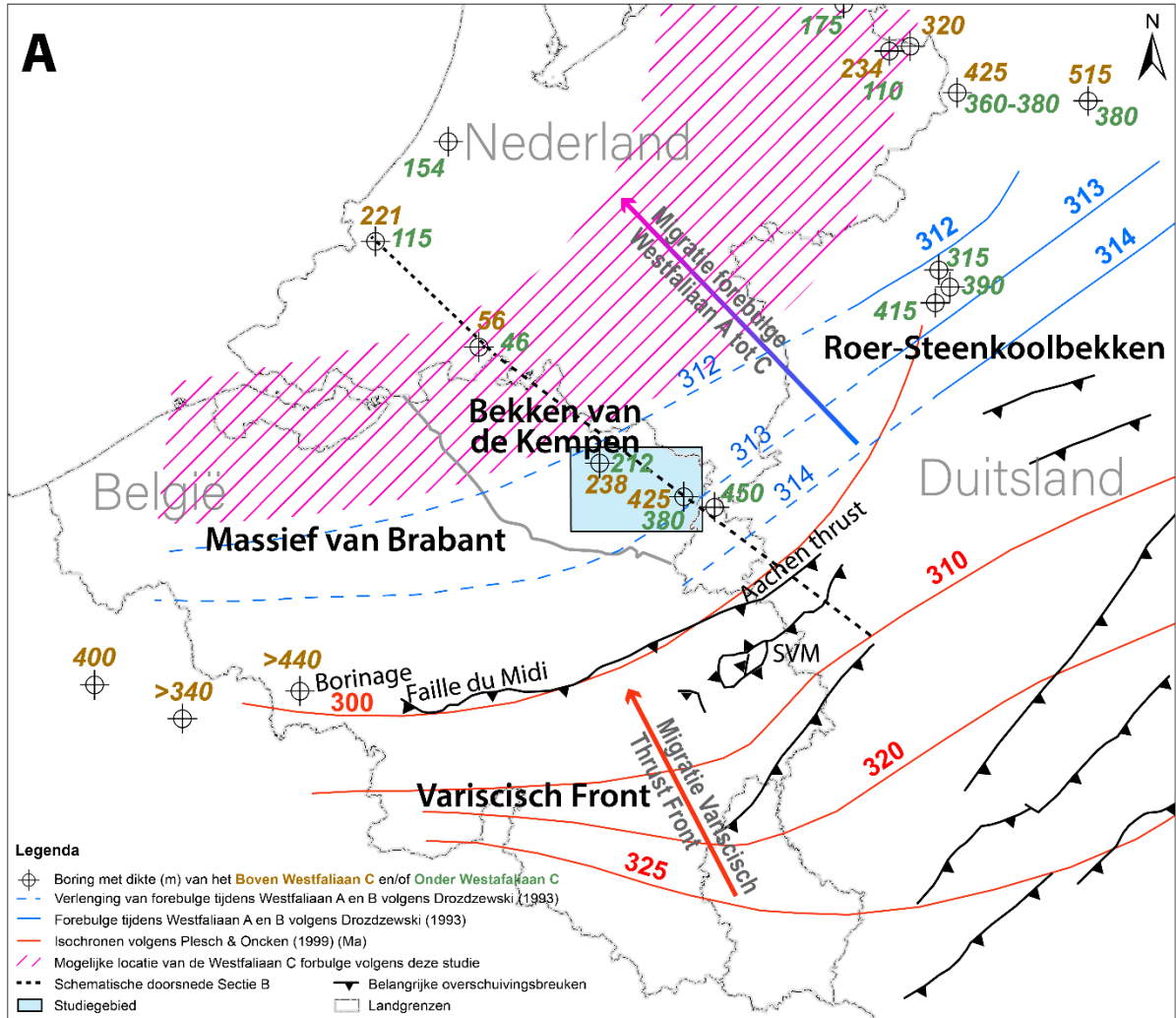
Volgens analyses met miosporen door Bless et al. (1977), zou het Westfaliaan C enkele 100-en meter dik zijn in centraal Nederland (boringen Hellevoetsluis en Woubrugge). Dergelijke diktes voor het Westfaliaan C zijn inderdaad groter dan die op de mogelijke forebulge nabij Rijsbergen (< 150 m) en kleiner dan die in het foredeep in het zuiden van het studiegebied (> 800 m).

De hypothese van de ontwikkeling van een foredeep in het zuidoostelijke Bekken van de Kempen tijdens het boven Westfaliaan wordt ook door data buiten dit bekken ondersteund:

- Volgens Plesch & Oncken (1999) bevindt het Variscische front zich nabij Stavelot tijdens het Westfaliaan C (310 Ma), of ongeveer 75 km ten zuiden van het studiegebied. Ook volgens Kramm et al. (1985) vond het Variscische metamorfisme in het Stavelot-Venn Massief plaats tussen 312 en 308 Ma, of dus tijdens het gehele Westfaliaan C. Typische breedtes van foredeep bekkens liggen tussen 100 en 300 km (DeCelles & Giles, 1996), wat het Bekken van de Kempen dus inderdaad langs de noordelijke flank van een foredeep zou kunnen plaatsen.
- De modellen van Plesch & Oncken (1999) en Oncken et al. (2000) deden Ricken et al. (2000) besluiten dat er belangrijke interne verdikking optrad in de Variscische gebergte wig rond 310 Ma. Dit zou resulteren in een zware lading op de aardkorst. Deze lading kan voor een neerwaartse inzakking zorgen van de lithosferische plaat en daardoor dus leiden tot een foredeep ten noorden van het Variscische front met een grotere amplitude.
- Tijdens het Westfaliaan A en B migreerden een forebulge en foredeep doorheen het Roerbekken volgens Drozdowski (1993; Figuur 38). Als deze snelheid van migratie wordt doorgetrokken naar het Westfaliaan C en wordt geëxtrapoleerd naar het zuidwesten, dan zou er zich inderdaad een foredeep en forebulge ontwikkelen tijdens het Westfaliaan C respectievelijk ten zuiden en noorden van het studiegebied (zie Figuur 38). Het model van voorlandontwikkeling dat we hierboven bespreken voor het Bekken van de Kempen is daarom consistent met dat van Drozdowski (1993) en vormt er een zuidwestelijke extensie van tot in het Westfaliaan C. Men kan beargumenteren dat dit model van Drozdowski (1993) voor het Roerbekken niet mag worden doorgetrokken richting het zuidwesten, of waar het onder Paleozoïsche Massief van Brabant in de ondergrond een belangrijke invloed heeft op de evolutie van het Variscische gebergtefront. Terwijl er in het oosten (ten zuiden van het Roerbekken) nog een snelle noordwaartse migratie van het Variscische front plaatsvindt, zal die verder westelijk (Bekken van de Kempen) door het Massief van Brabant ten zuiden ervan worden afgeremd. Volgens isochoren van Variscische vervorming van Plesch en Oncken (1999) migreerde het Variscische front echter sub-parallel tussen 320 en 310 Ma, of tot in het Westfaliaan C, in de regio ten zuidoosten van het studiegebied alsook het Roerbekken. Het was pas later, na 310 Ma, dat er volgens hun model differentiatie optrad tussen sterk voortschrijdende vervorming richting het Roerbekken en de tragere noordwestwaartse migratie langs overschuivingsbreuken ten zuidoosten van het Bekken van de Kempen. Daarom zou de voorlandbekkenontwikkeling tot in het Westfaliaan C nog gelijkaardig geweest kunnen zijn in het Roerbekken en het Bekken van de Kempen, waardoor trends van in de eerste zouden mogen doorgetrokken worden naar de tweede. Daarbovenop situeert het studiegebied zich aan de oostelijke rand van het Massief van Brabant, waardoor het mogelijke effect hiervan minder zal geweest zijn dan in de regio ten westen hiervan.
- Op basis van vitrinietgegevens observeerden Veld et al. (1996) een zuidoostwaartse toename in de pre-Mesozoïsche begraving van het Westfaliaan A in Nederlands Limburg. Eén van hun mogelijke verklaringen voor deze toename was de ontwikkeling van een laat Westfaliaan foredeep dat later volledig weggeërodeerd werd.

Ze veronderstellen dat de zuidoostwaartse toenemende begraving begon na het Westfaliaan C. De huidige studie toont echter aan dat er al sprake was van toenemende begraving richting het zuidoosten tijdens het Westfaliaan C.

In Nederlands Limburg bevat het bovenste Westfaliaan C ook heel wat herwerkte miosporen van Midden-Devoon tot Onder-Westfaliaan ouderdom die vermoedelijk afkomstig zijn van erosie van het Variscische front verder zuidelijk (Bless & Streel, 1976).



Figuur 38: A) Overzichtsk kaart die het hypothetische model weergeeft van het noordwaarts voortschrijdende Variscische front met bijhorend voorlandbekkensysteem vanaf het laat Westfaliaan A tot laat Westfaliaan C van het studiegebied en de regio hierrond. De tijdslijnen van de locatie van de "forebulge" zijn afkomstig uit Drodzewski & Wrede (1994), de tijdslijnen van het voortschrijdende Variscisch front en deze van de locatie van de grote overschuivingsbeuken uit Plesch & Oncken (1999). De dikte van het onder en boven Westfaliaan C uit boringen is gebaseerd op Bless et al. (1977), Bless et al. (1980), Fiebig and Groscurth (1984) voor het Roerbekken, van Amerom en van Tongeren (2002) voor de boring Kemperkoul in Nederlandse Limburg en deze studie voor de boringen in het zuidoostelijke Bekken van de Kempen. De strekking van de "forebulge" gedurende het laat Westfaliaan A en vroeg Westfaliaan B (Drodzewski, 1993) is geëxtrapoleerd naar en voorbij het studiegebied ongeveer parallel aan de tijdslijnen van het Variscisch front. Daarna is de ligging van deze "forebulge" ook geëxtrapoleerd naar het noordwesten om zijn voortschrijdende positie te reconstrueren gedurende het Westfaliaan C. Op basis van de dikte van het Westfaliaan C in het studiegebied en deze in boring Rijsbergen uit Bless et al. (1977) situeerde de "forebulge" zich ten noordwesten van het studiegebied. Voor het noordoostelijke deel van de "forebulge" is beslist om de strekking te veranderen van WZW-ONO naar ZZW-NNO na het Westfaliaan B op basis van: 1) diktegegevens in de grensregio tussen centraal Nederland en Duitsland uit Bless et al. (1977) en 2) de gelijkaardige verandering in strekking van de tijdslijnen van het Variscische front tussen 310 en 300 miljoen jaar. B) Schematische NW-ZO sectie van het Variscisch front met zijn voorland tijdens het boven Westfaliaan C. Hierbij is het zuidoostelijk gelegen Variscisch gebergte gebaseerd op Plesch & Oncken (1999). Richting het noordwesten gaat dit gebergte abrupt over in het "foredeep" waarbinnen het studiegebied ligt. Nog verder noordwestelijk bevindt zich een hypothetische "forebulge" nabij boring Rijsbergen, gevolgd door een "back-bulge basin" in de omgeving van boring Hellevoetsluis. De locatie van deze sectie is tevens getoond in sectie A.

Bovenin het Lid van Neerglabbeek (Neerglabbeek C) lijkt er een vermindering van noordwestelijke verdunning plaats te vinden (correlatiepaneel 3 in Bijlage A). De trendverandering vindt ongeveer plaats rond de zandsteensequentie die de grens vormt tussen Neerglabbeek B en C. Zo'n 10 tot 15 meter onder deze sequentie is lokaal een vulkanisch aslaag aanwezig die voor deze studie door correlatie met noordwest Frankrijk Talence werd genoemd (zie paragraaf 3.1; Tabel 3). Deze aslaag wordt in Frankrijk beschouwd als de grens tussen het Westfaliaan C en Westfaliaan D (Figuur 9). In een aantal Vlaamse boringen werd de Westfaliaan C/D-grens op basis van de macrofossielen analyses van Van Amerom & Van Tongeren (2010) bepaald. In één boring ligt deze grens ongeveer op de locatie waar de Talence vulkanische laag verwacht wordt, waarop ongeveer de C/D grens in het Bekken van Pas-de-Calais wordt geplaatst (Figuur 9). In drie andere boringen leggen deze laatste auteurs de Westfaliaan C/D-grens iets dieper (30 tot 50 m) in de sequentie, terwijl Streel et al. (2008) diezelfde grens op basis van miosporen net ondieper (60 tot 90 m) in de sequentie leggen. Ondanks dat rond deze Westfaliaan C/D-grens dus een trendbreuk in dikteveranderingen optreedt, valt deze niet samen met een belangrijke faciesverandering. Dit lijkt erop te duiden dat de foredeep ontwikkeling in het Bekken van de Kempen verder ging tijdens het Westfaliaan D.

Volgens dateringen van Ahrendt et al. (1983) bleef het Variscische Front nog noordwaarts migreren tot 300 Ma, dus nog bijna gedurende het gehele Stefaniaan. Van deze periode zijn echter geen afzettingen bekend in het Bekken van de Kempen, maar van het vroeg Stefaniaan wel in noordoost Nederland en noordwest Duitsland (Kombrink, 2008).

Volgens het model van Praeg (2004) vond opheffing van het Variscische front en voorlandbekken plaats tijdens het late Stefaniaan en vroege Perm (300-290 Ma). Dit werd veroorzaakt door het einde van de N-Z-compressie, wat leidde tot zogenaamde ontlading waarbij het gebergtefront omhoogkomt en wordt geërodeerd. Het foredeep wordt daarbij ook opgeheven, terwijl de voorheen opgeheven forebulge terug inzakt. Zo ook werden veel van de eerder afgezette Westfaliaan C en D-sedimenten ten zuiden van het studiegebied weggeërodeerd.

6.2. NIEUWE INZICHTEN SEDIMENTOLOGIE

Voor het sedimentologische verhaal van het latere Westfaliaan (late Westfaliaan C en vroege Westfaliaan D) of de Formatie van Flénu in Vlaanderen bestaan er algemeen twee tegenstrijdige visies:

1) Dusat (1989a), Dreesen et al. (1995) en Streel et al. (2008) zien de koollagen, vulkanische lagen en zandstenen van het Lid van Neergrlabbeek continu doorlopen van zuid naar noord.

2) Van Tongeren & Hildenbrand (2005) laten dit deel van het Lid van Neergrlabbeek (in hun interpretatie het Lid van Neerheide) naar het noorden toe verdwijnen terwijl jongere afzettingen van de Formatie van Neeroeteren zich verder noordwaarts propageren.

Terwijl de eerste visie dus uitgaat van continue tabulaire afzetting, gaat de tweede uit van noordwaarts prograderende sequenties.

De interpretaties van deze studie ondersteunen de eerste visie:

- Boringen laten een goede correlatie zien van lagen bovenin de Formatie van Flénu en onderin de Formatie van Neeroeteren zonder veel dikteverschillen hiertussen (correlatieprofiel 3 in bijlage A). Deze correlaties stemmen goed overeen met deze van Dusat (1989a).
- Seismische interpretaties tonen sub-parallelle reflectoren voor het betreffende bereik, zonder indicaties voor grootschalige progradiatie. Enkel hogerop in de Formatie van Neeroeteren zijn er op de seismische data indicaties voor mogelijke progradiatie waar te nemen (paragraaf 4.2.1). De seismische interpretaties van deze studie spreken zo die volgens van Tongeren en van Amerom (2003) en van Tongeren (2004) grotendeels tegen. In paragraaf 4.2.1 wordt toegelicht wat de reden hiervoor is.

Het tabulaire afzettingspatroon voor de Formatie van Flénu stemt overeen met het model van voorlandbekkenontwikkeling, waarbij het studiegebied gelegen is in het noordelijke deel (flank) van een foredeep, met een trend van geleidelijk toenemende subsidentie richting het zuidoosten.

Een voorlandbekken kan “underfilled” zijn, waarbij subsidentie hoger is dan sedimentatie en typisch (diepe) mariene sedimenten worden afgezet in het voorlandbekken. Anderzijds kan een voorlandbekken ook “overfilled” zijn, waarbij subsidentie lager is dan sedimentatie en dominant niet-mariene sedimenten worden afgezet. Een voorlandbekken evolueert meestal van initieel underfilled naar finaal overfilled (Crampton & Allen, 1995).

In het geval van het studiegebied zitten we dus eerder in een “overfilled” voorlandbekken, waarbij de sedimentatie hoog genoeg is gebleven om de subsidentie bij te houden. Getuige hiervan is de fluviatiele origine van bijna alle boven Westfaliaan afzettingen, met slechts een beperkt aantal mariene/brakwater incursies. De extra subsidentie richting het zuiden zorgde er wel voor dat er in die regio vollediger sequenties afgezet werden, getuige de aanwezigheid van meer vulkanische aslagen in de koollagen in het zuidoosten dan in het noordwesten van het studiegebied. Ook had het verschil in subsidentie een invloed op de afzettingsomstandigheden zelf. Zo ontwikkelde er zich in het zuidoosten anostomoserende rivierpatronen en in het noordwesten verwilderde rivierpatronen tijdens het onder Westfaliaan C (Dreesen et al., 1995). Volgens deze laatste auteurs kan een anostomoserend rivierpatroon namelijk geassocieerd worden met sterker subsiderende gebieden dan het verwilderde rivierenpatroon. Hierdoor zijn er in het zuidoosten meer verspreide kool- en zandsteenlagen dan in het noordwesten waar deze dikke verticale opeenvolgingen kunnen vormen als ze boven elkaar voorkomen (Dreesen et al., 1995).

Het Variscische front vormde een belangrijke bron van sedimenten in het foredeep voor zowel de Formatie van Flénu (Bless and Streel, 1976) als de Formatie van Neeroeteren (Thorez & Bless, 1977). Door de noordwaartse migratie van het Variscische front lag het studiegebied ook steeds dicht bij het brongebied of het Variscische front, wat de toename van grove zandsteenpakketten bovenin de Formatie van Flénu kan verklaren, en de opeenstapeling van zandsteenpakketten in de nog jongere Formatie van Neeroeteren. De toename van het energieniveau van afzettingen van meanderende naar verwilderde rivieren tijdens het Westfaliaan C en Westfaliaan D kan ook verklaren waarom vulkanische aslagen bovenin de Formatie van Flénu, die typisch voorkomen in koollagen, minder continu zijn dan onderin.

Rond 306 Ma, of grofweg het tijdstip van afzetting van de Formatie van Neeroeteren, lag het Variscische front namelijk op nog maar 50 km ten zuidoosten van het studiegebied (isochoren van Plesch en Oncken, 1999 in Figuur 38). Hierdoor konden in dit late Westfaliaan D de uitlopers van de grove puinwaaiers het studiegebied bereiken. Dit veroorzaakte een abrupte faciesverandering van koolrijke kleisteen met intercalaties van zandstenen van de Formatie van Flénu naar grindrijke zandstenen met lokale kleisteen intercalaties van de Formatie van Neeroeteren. Deze grindrijke zandstenen werden afgezet in een verwilderd riviersysteem als een 'alluvial fan' met migrerende kanalen en kleine moerassen (Wouters & Gullentops, 1988). De migratie van deze alluviale fan systemen kan als lokale progradatiepatronen tot uiting komen zoals geobserveerd in deze studie (zie paragraaf 4.2.1) en eerder ook door van Tongeren (2004). Echter, in tegenstelling tot de studies van van Tongeren (2004) en van Tongeren en van Amerom (2003; 2010) worden er in deze studie geen grootschalige progradatiepatronen in de Formatie van Neeroeteren vastgesteld. In paragraaf 4.2.1 wordt toegelicht dat de progradatiepatronen die van Tongeren (2004) vaststelde in de huidige studie deels als "interbed multiples" in het zwak reflectieve seismische facies van de Formatie van Neeroeteren verklaard worden. Desondanks deze observatie valt het zeker niet uit te sluiten dat er nabij het studiegebied faciesovergangen kunnen plaatsvinden van de Formatie van Neeroeteren naar een distaler facies. Dergelijke overgangen lijken ook nodig om in overeenstemming te zijn met biostratigrafische data van Nederland. Tijdens de afzetting van de zandstenen van de Formatie van Neeroeteren zouden er in Nederland namelijk distale kleirijke sedimenten zijn afgezet van de formaties van Strijen en De Lutte (Pagnier & Van Tongeren, 1996) die een faciesovergang noodzakelijk maken. Volgens deze studie zou een dergelijke overgang zich echter verder noordelijk bevinden, minstens ten noorden van de regio Bree omdat we ten zuiden daarvan geen belangrijke faciesovergangen konden vaststellen op seismische lijnen of in boringen. Helaas ontbreekt in deze noordelijke regio de Formatie van Neeroeteren of een lateraal equivalent door post-depositionele erosie (zie paragraaf 4.2.2) waardoor de zone waar deze faciesovergang plaatsvindt onbekend is.

6.3. NIEUWE INZICHTEN POST-DEPOSITIONELE VERVORMING

Verschillende geologen hebben de tektonische vervorming van het Westfaliaan onder het late Perm reeds opgemerkt en beschreven (Tys, 1980; Bouckaert & Duser, 1987; Langenaeker, 2000). Omdat er in deze studie geen syn-sedimentaire vervorming werd vastgesteld, zou deze dus geheel post-depositioneel zijn, of pas gevormd na het Westfaliaan D. Dit beperkt de fase van belangrijkste vervorming tot de periode tussen het Stefaniaan en het late Perm of wanneer het vervormde Westfaliaan discordant bedekt werd.

Bij de post-depositionele pre-laat Perm vervorming maken we op basis van de geometrie van de vervorming onderscheid tussen twee types, één met lange golflengte (> 3 km) en één met kortere golflengtes (< 3 km):

- 1) Lange golflengte vervorming: Geleidelijke afsnijding van het Westfaliaan onder het Perm/Trias. Zo wordt het Westfaliaan in het studiegebied dominant afgesneden onder het Perm/Trias naar het westen en zuiden. In de Roerdalslenk wordt de Formatie van Neeroeteren (maximum 350 m dik hier) bijvoorbeeld volledig afgesneden richting het zuiden over een afstand van enkele kilometers onder het Perm/Trias. In het Nederlandse (meer oostelijke) deel van de Roerdalslenk valt ook een afsnijding richting het noorden en een sterke afsnijding richting het oosten op.

In het Bekken van de Kempen worden de formaties van Neeroeteren en Flénu, tesamen minstens 1000 m dik, ook afgesneden richting het westen over een afstand van 10 km richting het onder het Perm/Trias.

- 2) Korte golflengte vervormingen: Onregelmatige afsnijding van het Westfaliaan onder het Perm/Trias. Deze vorm van afsnijding doet zich lokaal voor in het studiegebied onder de vorm van plooien met amplitudes die variëren tussen enkele tientallen tot 100-en meters. Gekende of de meest expressieve voorbeelden van deze afsnijdingen uit literatuur zijn het Lineament van Donderslag (Langenaeker & Dusar, 1992; Langenaeker, 2000) en het Lineament van Gruitrode (Bouckaert & Dusar, 1987; Dusar et al., 1987). Deze lineamenten blijken geassocieerd met opwelvingen van het Westfaliaan onder het Perm/Trias en worden daarom hier als anticlines besproken. De anticlines werden na hun vervorming niet meer gereactiveerd (Figuur 18 en Figuur 19), maar hadden nog wel een belangrijke invloed op het latere breukenverloop in de regio. In deze studie werden deze anticlines geïnterpreteerd als fault propagation folds, waarbij de (hoofdzakelijk noordwesthellende) inverse breuksegmenten (paragraaf 4.2.2) kunnen aanzien worden als de steile uitlopers van deze plooiing. In vergelijking met voorgaande auteurs die het een (O)NO-(W)ZW-oriëntatie toekenden, heeft de Anticline van Gruitrode in deze studie een NNO-ZZW-oriëntatie, parallel met de Anticline van Donderslag. Beide structuren hebben daardoor een gelijkaardige timing van activiteit, type vervorming (fault propagation folding) alsook oriëntatie, en lijken daardoor sterk gerelateerd. Zelfs de amplitude van hun opwelling is heel gelijkaardig rond 850 m (zie paragraaf 5.3.1). Uit deze studie blijkt dat de Anticline van Gruitrode beperkt is tot het gebied ten zuidwesten van de NW-ZO georiënteerde Cenozoïsche Breuken van Bocholt en Neeroeteren. Dat wil zeggen dat deze laatste breuken vermoedelijk al aanwezig waren tijdens de activiteit van de Anticline van Gruitrode. Muchez en Langenaeker (1993) vermelden inderdaad dat NW-ZO georiënteerde breuken reeds actief waren in het vroege Carboon.

Anticlines in het Westfaliaan zoals deze van Donderslag en Gruitrode zijn niet enkel beperkt tot het studiegebied. Verder zuidoostelijk van het studiegebied in Nederlands Limburg zijn er ook anticlines gekend in het Westfaliaan, waaronder deze van Visé-Puth en Waubach. De Waubach anticline, die iets meer richting het zuidoosten is gelegen, heeft een meer NO-ZW oriëntatie en is redelijk symmetrisch, waardoor deze mogelijks nog een laatste uitloper is van het Variscisch front. De Visé-Puth anticline loopt daarentegen meer parallel met de lineamenten van Donderslag en Gruitrode en heeft bovendien een sterk gelijkaardige geometrie aan die van Donderslag (Langenaeker, 2000). Deze Visé-Puth anticline wordt verder ook discordant door lagen van Permo-Trias bedekt, en heeft daardoor vermoedelijk eveneens een gelijkaardige timing van opwelling als de Donderslag Anticline. Dit regionale voorkomen impliceert vervorming op regionale schaal. De beëindiging van de Variscische Orogenese tijdens de Carboon-Perm overgang wordt inderdaad geassocieerd met “wrench” tektoniek (i.e. met strike-slip) in een enorm gebied dat zich uitstrekte over West- en Centraal-Europa (Ziegler et al., 2006). Dergelijk strike-slip regime klopt inderdaad met de eerdere interpretatie van Bouckaert en Dusar (1987) en

Langenaeker en Duser (1992) dat de lineamenten van Donderslag en Gruitrode ontstonden door dextrale transpressie. Een laatste Carboon/vroegste Perm ouderdom voor deze kortere golflengte vervormingen kan daardoor verondersteld worden.

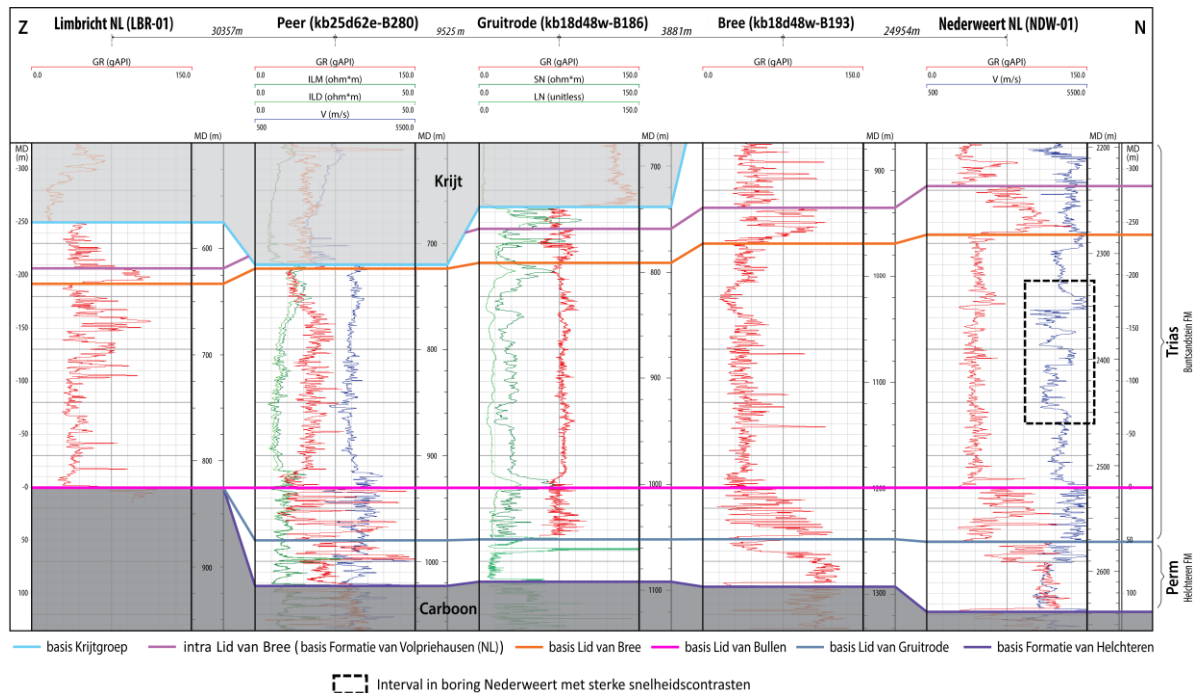
6.4. NIEUWE INZICHTEN GERELATEERD AAN AANGEPASTE INTERPRETATIES EN MODELLEN PERMO-TRIAS EN JURA

Door de verbeterende inzichten in het boven Westfaliaan, zijn er aanpassingen gebeurd aan het bovenliggende Permo-Trias en Jura die hebben geleid tot nieuwe inzichten omtrent deze pakketten. Hieronder worden deze inzichten besproken.

6.4.1. INTERNE ONLAP IN PERMO-TRIAS EN JURA OP SEISMISCHE DATA STELLEN “INTERBED-MULTIPLES” VOOR

Van Tongeren (2004) observeerde interne hoekdiscordanties en onlap binnen het Trias (en boven Westfaliaan) op het Kempisch Blok. Demyttenaere (1989) observeerde dit ook binnen het Jura in de Roerdalslenk. Ook in de huidige studie werden deze vastgesteld, zoals in Figuur 13 en Figuur 20. Deze hoekdiscordanties worden echter steeds geobserveerd binnen zwak reflectief tot transparante seismische pakketten, waarbinnen typisch zogenaamde interbed-multiples kunnen voorkomen (zie ook 4.2.1). Ze worden door deze studie dan ook geïnterpreteerd als interbed-multiples, omwille van volgende redenen:

- De interne reflecties die voor schijnbare hoekdiscordanties zorgen zijn parallel aan deze van de basis van de Krijtgroep. Het zou heel toevallig zijn, mocht de onlap steeds parallel lopen aan de basis van de Krijtgroep. Verder is de basis Krijtgroep een sterke reflector die typisch voor interbed-multiples kan zorgen in de zwak reflectieve pakketten eronder.
- De reflecties die voor de schijnbare hoekdiscordanties zorgen, doorsnijden soms andere reflecties binnen het Permo-Trias en Jura, waarvan we vermoeden dat deze wel de werkelijke gelaagdheid voorstellen omdat deze laatste wel sub-parallel lopen met onderliggende reflectoren en niet met de bovenliggende basis van de Krijtgroep.
- Dergelijk grote hoekdiscordanties binnen de Permo-Trias sequentie stemmen niet overeen met de boorgegevens van deze eenheid. De correlatie tussen boringen op Figuur 39 toont bijvoorbeeld een heel uniform dikteverloop van het Perm en onderste Trias in het studiegebied. Dit strookt niet met de schijnbare onlap van reflecties binnen het Permo-Trias zoals te zien is in Figuur 13.



Figuur 39: Correlatiepaneel van boringen met boorgatmetingen over het bereik van het Permo-Trias gelegen in het Bekken van de Kempen (boringen Peer (DOV-proefnummer: kb25d62e-B280), Gruitrode (DOV-proefnummer kb18d48w-B186) en Bree (DOV-proefnummer: kb18d48w-B193) en de Roerdalslenk (boringen Limbricht en Nederweert). Het paneel is platgelegd op de basis van het Lid van Bullen, en toont zo het geleidelijke dikteverloop van Permo-Trias eenheden in de regio. In boring Nederweert is ook de zone met grotere snelheidscontrasten aangeduid dewelke mogelijk verantwoordelijk is voor lokale sterkere reflectiviteit binnen Formatie van Buntsandstein (zie paragraaf 6.4.4). In de akoestische log van boring Peer (DOV-proefnummer: kb25d62e-B280) zijn dergelijke snelheidscontrasten duidelijk niet aanwezig. Voor de locatie van de boringen zie Figuur 5

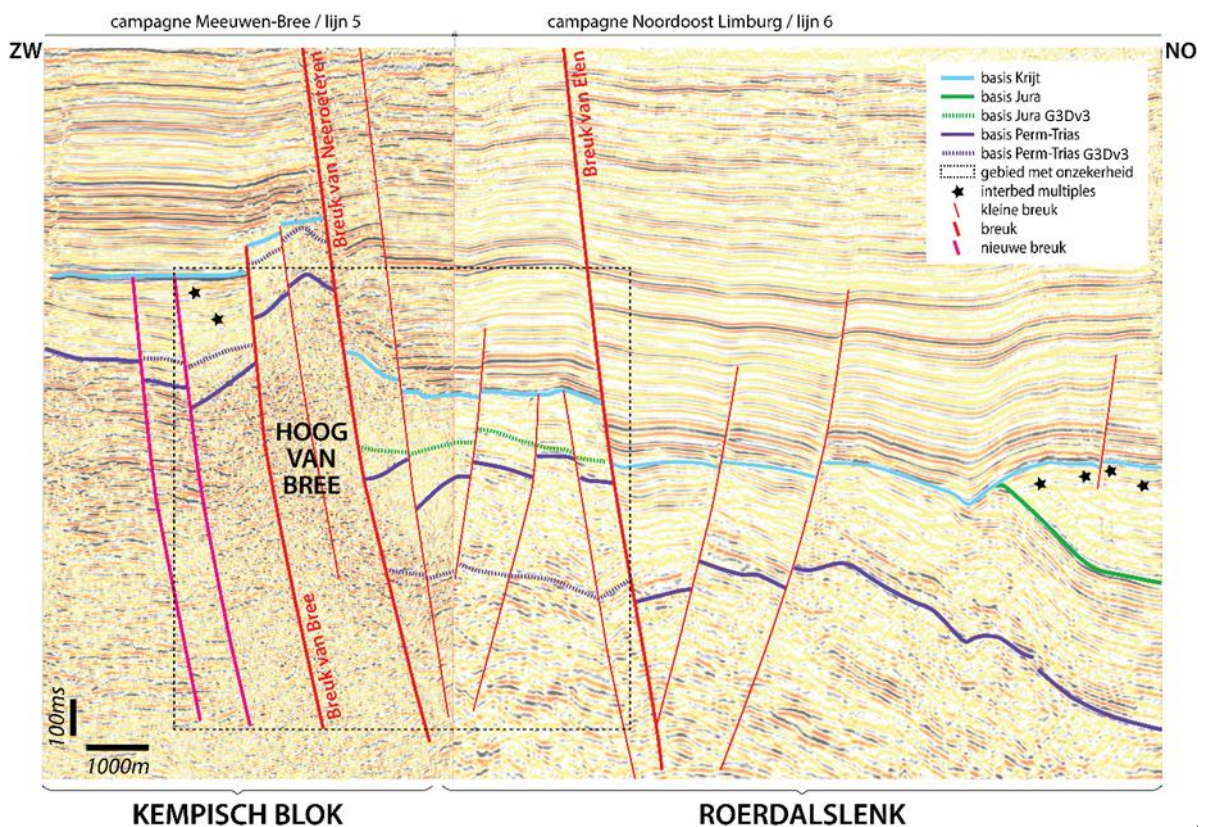
6.4.2. SLECHTS ÉÉN VERVOLGBARE HOEKDISCORDANTIE ONDER DEZE VAN DE BASIS KRIJTGROEP

Volgens deze studie is er - in tegenstelling tot voorgaande studies (Van Tongeren, 2004; Dreesen, 1995) - slechts één duidelijke vervolgbare hoekdiscordantie aanwezig onder de basis van de Krijtgroep, namelijk deze aan de basis van het Permo-Trias. Zo werden hoekdiscordanties die tijdens interpretaties van het G3Dv3-model nog aanzien werden als intra-Westfaalian (op basis van hoofdzakelijk literatuur waar hierboven naar verwezen wordt), nu allemaal herzien zijn als deze aan de basis van de basis Permo-Trias. Enkele regio's waar deze herziening een groot effect op de diepte en diktes van het Permo-Trias en Jura heeft gehad zijn de volgende:

- In de breukblokken die gelegen zijn tussen het noordelijke segment van de Breuk van Neeroeteren en de Breuk van Grote Brogel in het westen en de Breuk van Elen in het oosten (zie Figuur 40). In deze breukblokken is lokaal een subtiele hoekdiscordantie waargenomen die nu als basis Permo-Trias geïnterpreteerd wordt. Deze herinterpretatie klopt qua seismische facies van het Permo-Trias op andere plaatsen, en zorgt ook voor een consistent breukenverzet van deze eenheid doorheen de tijd. Deze nieuwe interpretatie ligt echter substantieel hoger dan de interpretaties van de basis van het Permo-Trias in het G3Dv3-model, dewelke gebaseerd waren op de interpretaties uit Laenen et al. (2008).

- Footwall van de noordelijke sectie van de Breuk van Neroeteren en de Breuk van Grote Brogel, net ten westen van en op het Hoog van Bree. Op basis van het vervolgen van de hoekdiscordantie tussen Permo-Trias en Westfaliaan zijn hier ook nog een aantal extra breuken geïnterpreteerd, dewelke nodig zijn om het verdiepen van de hoekdiscordantie te faciliteren in deze regio (zie Figuur 40).

De combinatie van het dieper interpreteren van de basis Permo-Trias in de footwall van de Breuken van Neroeteren en Grote Brogel en het ondieper interpreteren ervan in de hangingwal van diezelfde breuken, zorgt ervoor dat het Permo-Trias verzet op deze breuken sterk verminderd is ten opzichte van het G3Dv3-model (zie Figuur 40).



Figuur 40: Seismische composietlijn (links Meeuwen-Bree campagne lijn 5 en rechts VITOLIM-campagne lijn 6) over het Hoog van Bree met het Kempisch Blok links en de Roerdalslenk rechts. Let vooral op de verschillen in interpretaties in het gebied met onzekerheid, dewelke de complexe tektonische regio rond het Hoog van Bree omvat. De basis van het Permo-Trias ligt nu beduidend dieper in de footwall van de Breuk van Neroeteren (Hoog van Bree) en minder diep in de hanging wall ten opzichte van het G3Dv3-model. De locatie van deze composietlijn is weergegeven in Figuur 16.

6.4.3. SUBTIELE ZUIDWAARTSE VERDUNNING VAN PERMO-TRIAS SEDIMENTEN, GEEN ONLAP TEGEN TOP CARBOON

Op seismische lijnen interpreteerde Van Tongeren (2004) onlap van het Permo-Trias bovenop oudere (Carboon) structuren. Dit wijst op het bestaan van paleo-hogen bij de start van de Perm sedimentatie. Op basis van correlaties tussen boringen getoond op Figuur 39 blijkt echter dat er - behalve een regionale verdunning richting het zuiden - geen plotse dikteveranderingen optreden binnen de Formatie van Helchteren en de onderkant van de Formatie van Buntsandstein, ook niet tussen boringen die gelegen zijn op anticlines in het onderliggende Westfaliaan. Zo zijn de boringen van Gruitrode (DOV-proefnummer: kb18d48w-B186) en Peer (DOV-proefnummer: kb25d62e-B280) respectievelijk bovenop de Anticlines van Gruitrode en Donderslag gelegen. De diktes van het Perm (Formatie van Helchteren) is in deze boringen gelijkaardig aan die in omliggende boringen, wat duidt op de afwezigheid van een significant paleoreliëf. Ook op basis van de seismische interpretaties waren er geen overtuigende indicaties voor invloed van een paleoreliëf van het Carboon op de bovenliggende reflecties van het Permo-Trias, en werd geen onlap geobserveerd. De gelijkaardige diktes van de Formaties van Helchteren en Buntsandstein buiten en binnen de Roerdalslenk, tonen eveneens aan dat de randbreuken niet actief waren tijdens deze afzettingen, en dat de grotere regio nog steeds één groot bekken vormde tijdens deze periode. Dit is in overeenstemming met de ideeën die Geluk et al. (1994) publiceerde over de gehele Roerdalslenk.

In het zuidoosten van Nederland zijn er twee boringen in de Roerdalslenk, namelijk deze van Limbricht (zie Figuur 39) en Raath, waar de Formatie van Helchteren en de onderkant van de Formatie van Buntsandstein wel ontbreken. Dit doet vermoeden dat er richting het zuiden vanaf een bepaald punt wel geleidelijk onlap heeft opgetreden tegen de top van het Carboon. Dit is conform de inzichten dat het zuidelijk gelegen Massief van Brabant een erosief hoger gelegen gebied vormde tijdens deze periode van afzetting verder noordelijk (Geluk & Röhling, 2016).

6.4.4. GEEN BREUKENACTIVITEIT TIJDENS HET VROEGE TRIAS: ELLIKOM GRABEN (ZIE FIGUUR 20).

De Ellikom Graben is een graben op het Kempisch Blok waarin nog dikke Trias pakketten zijn bewaard gebleven, en is aangegeven in Figuur 20. Langenaeker (2000) vermoedde dat er syn-sedimentaire breukenactiviteit langsheen deze graben plaatsvond tijdens het Permo-Trias omwille van volgende redenen:

- Het Permo-Trias is daar op basis van zijn seismische interpretatie 650 m dik. Dit wordt door deze studie bevestigd.
- Boring Luttelmeeuwen (DOV-proefnummer: [kb18d48w-B173](#)) is in deze graben geboord tot 227 meter onder de top van het Permo-Trias. Volgens Langenaeker (2000) was enkel de Formatie van Buntsandstein aangetroffen in deze boring. Dit zou dan betekenen dat de Formatie van Buntsandstein en Helchteren daar minimum 650 meter dik zijn.
- In de omliggende boringen is de Formatie van Buntsandstein, inclusief de Formatie van Helchteren, dunner. De extra dikte in de graben verklaart Langenaeker (2000) door activiteit langsheen de breuken die deze graben begrenzen tijdens afzetting.

Dergelijke breukenactiviteit is echter niet vastgesteld in de omgeving van deze graben en ook niet in de nabijgelegen Roerdalslenk (deze studie en Geluk et al., 1994).

Een alternatieve verklaring is dan dat de basis van het Permo-Trias te diep was geïnterpreteerd in de Ellikom Graben. Van Tongeren (2004) interpreteerde deze basis inderdaad ondieper in de Ellikom Graben, waardoor geen anomale dikte van het Permo-Trias in de Ellikom Graben voorkwam, en dus ook geen syn-sedimentaire breukenactiviteit meer nodig was als verklaring. Deze interpretatie van de basis Permo-Trias is initieel gevolgd voor het G3Dv3-model door Deckers et al. (2019). De discordantie die Langenaeker (2000) eerder aan de basis legde van het Permo-Trias, schoof daarom op tot binnen het boven Westfaliaan.

Dit paste binnen het concept van interne discordanties binnen het boven Westfaliaan van Van Tongeren (2004). Echter toont deze studie aan dat er geen indicaties zijn op basis van boringen en seismiek voor interne hoekdiscordanties binnen het boven Westfaliaan. Daarom is de seismische interpretatie van Langenaeker (2000) meer waarschijnlijk, en bij de herinterpretatie gevolgd (zie Figuur 20).

Blijft echter het probleem van de anomale dikte van het Permo-Trias in de Ellikom Graben ten opzichte van deze in omliggende boringen. Op de boorbeschrijving wordt bovenin anhydriet en gips beschreven met tussen 782.35 en 813.50 meter: “alternance de schiste compact (marne dure) rouge brique avec nodules d'anhydrite et de gypse impur”. Dergelijke evaporieten zijn niet kenmerkend voor de Formatie van Buntsandstein in Vlaanderen, maar komen typisch in het boven Trias voor in de formaties van Röt, Muschelkalk en Keuper (<https://www.dinoloket.nl/stratigrafische-nomenclator/boven-germaanse-trias-groep>). De eerste formatie wordt vooral gekenmerkt door zandsteen en schalie, terwijl in de laatste formaties ook kalksteen en/of dolomiet voorkomen. In de boring worden de evaporieten beschreven binnen zand- en kleisteenpakketten, waardoor het vermoeden is dat ze eerder tot de Formatie van Röt zullen behoren. Ook Stainier (1909) interpreteerde dit interval reeds als de Formatie van Röt. Op basis van deze argumenten lijkt het ons aannemelijker dat deze boring inderdaad de onderkant van de Formatie van Röt heeft aangeboord. Zo hoeft de dikte van 650 m tussen de basis en top van het Permo-Trias in de Ellikom Graben dus niet enkel toegeschreven te worden aan de formaties van Buntsandstein en Helchteren, maar ook voor een deel aan de Formatie van Röt. Hierdoor is in de Ellikom Graben geen anomale dikte meer nodig van de Formatie van Buntsandstein om overeenstemming te krijgen tussen de seismische interpretaties en deze van de boringen.

De eerdere seismische interpretatie van de basis Permo-Trias viel samen met de basis van een pakket van matige reflecties binnenin een dik pakket met zwakke reflecties. Volgens de nieuwe (diepere) interpretatie van de basis Permo-Trias in de Ellikom Graben valt dit matig reflectief pakket dus binnenin het Trias, met name ter hoogte van het Lid van Bullen van de Formatie van Buntsandstein. Gezien de redelijk homogene lithologie van dit lid, vermoeden we dat de sterke reflecties niet overeenkomen met sterke lithologische veranderingen. In boring Nederweert zitten er ter hoogte van het Lid van Bullen ook sterke veranderingen in de snelheidsmetingen (zie **Fout! Verwijzingsbron niet gevonden.**), die eerder overeenkomen met afwisselingen van zones van meer en minder porositeit (vermoedelijk door contrasten in cementatie/diagenese) dan met veranderingen in lithologie. Mogelijk biedt hetzelfde proces een verklaring voor de sterkere reflectiviteit binnenin de zwak reflectieve Formatie van Buntsandstein in de regio rond de Ellikom Graben (op Figuur 20 aangeduid). In het diepste breukblok van de Ellikom Graben is deze zone zelfs sterk reflectief. In dit diepe breukblok staan echter koolrijke lagen van het boven Westfaliaan lateraal in connectie met het Trias. De sterke impedantiecontrasten zouden dus een gevolg kunnen zijn van de aanwezigheid van olie of gas dat gemigreerd zou zijn vanuit lagen van het boven Westfaliaan naar de zandsteenlagen van het Trias met de hoogste porositeit, waarbij de grabenstructuur voor afsluiting zorgde.

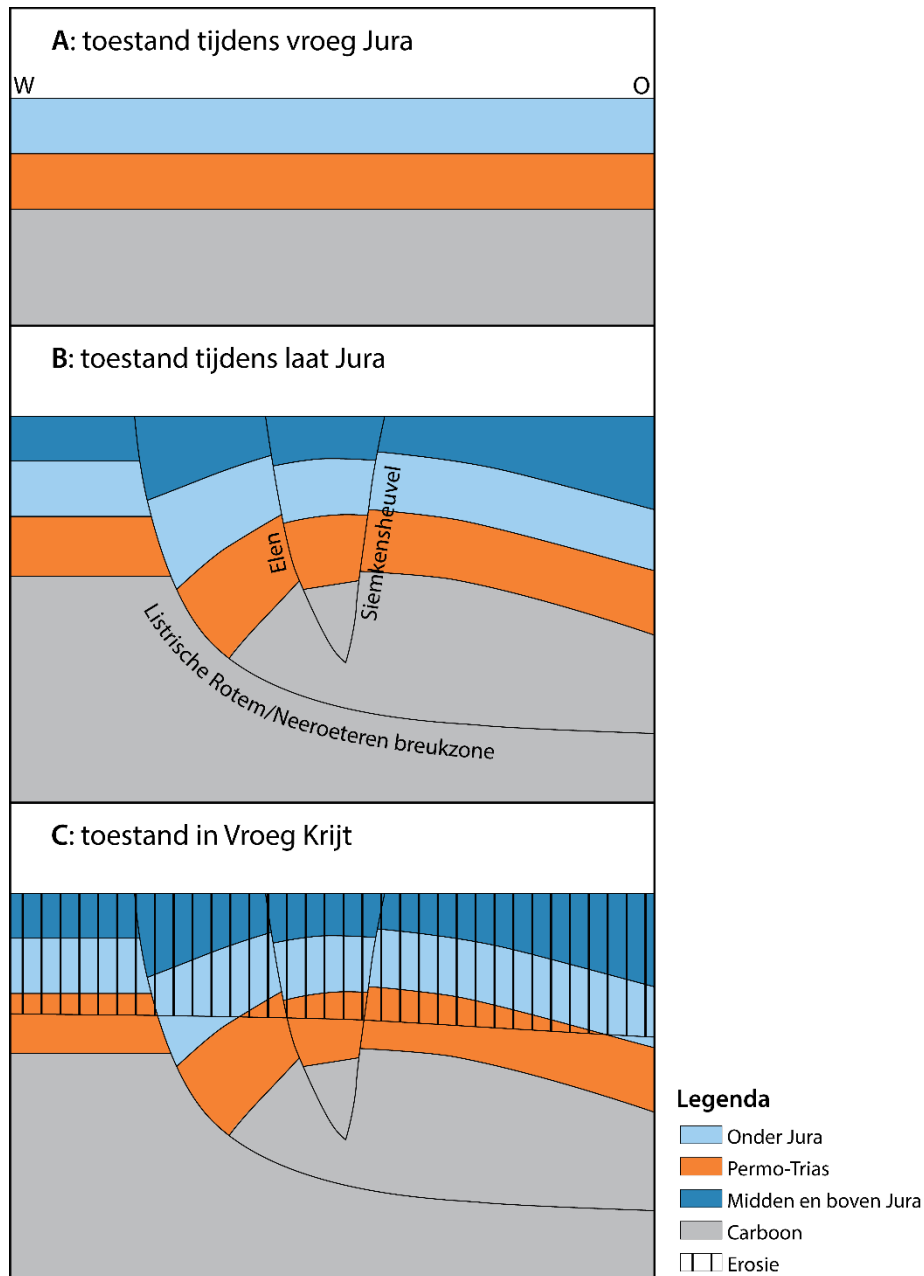
Op basis van de herinterpretatie wordt het verzet van de breuken die de Ellikom Graben begrenzen beduidend groter. Hierdoor bereikt het Permo-Trias ook een aanzienlijke dikte in deze graben, die daardoor vermoedelijk bijna het gehele Trias omvat (zie ook 5.3.3). Dit sluit aan bij de aanwezigheid van de Formatie van Röt in boring Luttelmeeuwen ([kb18d48w-B173](#)), dat zelfs in een relatief hoger blok binnen de Ellikom Graben gelegen is. In het diepste deel van de Ellikom Graben, waar de sterke reflecties zichtbaar zijn, is nog een extra pakket Trias te verwachten bovenop de Formatie van Röt. Gezien de breuksprong van maximaal 170 m, zou de Formatie van Muschelkalk en mogelijk ook deze van Keuper hier aanwezig zijn onder de basis van de Krijtgroep.

6.4.5. VORMING VAN ROLLOVER ANTICLINES MET COLLAPSE GRABENS ALS MECHANISME

De randbreuken van de Roerdalslenk vormden zich tijdens de Kimmerische fase(s). De belangrijkste randbreuken, of die met het grootste verzet, zijn de Breuken van Rotem, Neeroeteren en Grote Brogel. De hangingwall van de Breuken van Rotem en Neeroeteren omvat een structureel complex gebied vanwege de verschillende fases van vervorming die er effect op hebben gehad sinds de Kimmerische fases. Tijdens het Cenozoïcum waren de Breuken van Rotem en Neeroeteren beide behoorlijk steil hellend. De vervorming van het Permo-Trias wijst erop dat ze echter als listrische breuken werkten tijdens de Kimmerische fase(s). Dit wordt schematisch voorgesteld in Figuur 41. Zo hellen de lagen in de hangingwall van beide breuken met de diepte progressief steiler naar het westen, terwijl de lagen daaronder veel minder steil lijken te hellen. Zo is er een sterke hoekdiscordantie die zich met de diepte steeds verder naar het oosten verder zet tot ze plots verdwijnt, ongeveer onder de Breuk van Elen. Dit duidt op het bestaan van een listrische breuk onder het Permo-Trias, waarschijnlijk in het onderste Westfaliaan, waarlangs de lagen van het boven Westfaliaan en Permo-Trias erboven afgeden richting het oosten. Door het listrische verloop, zitten de lagen het diepst in de hangingwall vlak tegen beide breuken, en neemt de diepte af op grotere afstand ervan. Hierdoor ontstaat een zogenaamde ‘rollover anticline’ of relatief hoger gelegen blok op grotere afstand van de breuk, typisch waar de listrische breuk reeds sterk is gebogen tot een quasi horizontaal verloop. Deze anticline kan na verloop van tijd bij verdere extensie instorten waarbij een zogenaamde “collapse graben” ontstaat. In de Roerdalslenk lijkt de collapse graben tussen de Breuken van Elen en Siemkensheuvel te zitten. Beide breuken hadden inderdaad een beperkt verzet tijdens de Kimmerische fase(s), getuigen hiervan het dikkere Permo-Trias in hun hangingwall (i.e. de graben) in vergelijking met hun footwall. Ten oosten van de collapse graben is er amper nog effect van de listrische randbreuken van de Roerdalslenk.

De sterke helling van Permo-Trias reflecties in de hangingwall van de Breuk van Grote Brogel toont aan dat ook deze breuk een listrisch verloop kende tijdens de Kimmerische fase(s).

Zoals de huidige modellen aantonen, heeft dit listrisch verloop van de breuken een belangrijke invloed op de stratigrafische ligging en bewaring van het Permo-Trias en Jura door latere erosie, ook gerelateerd aan de Kimmerische fase(s). Zo is er in de directe hangingwall van de listrische Breuken van Rotem-Neeroeteren en Grote Brogel door de sterke helling van de lagen in de richting van deze breuken lokaal nog wat Jura bewaard gebleven. Op de rollover anticline verder naar het oosten werd het Jura volledig weggeërodeerd en lokaal zelfs (quasi) heel het Permo-Trias. Pas verder naar het oosten, in het centrale deel van de Roerdalslenk en buiten het bereik van de listrische randbreuken, komt het Jura terug tevoorschijn. De combinatie van listrische breukwerking gevolgd door erosie verklaart waarom het voorkomen van het Jura zo gefragmenteerd is binnen de Roerdalslenk.



Figuur 41: Schematische voorstelling van de afzetting van het Permo-Trias en onder Jura (A), de vorming van de listrische breuken van Rotem en Neeroeteren met rollover anticline en collapse graben (tussen de Breuken van Elen en Siemkensheuvel) tijdens de Kimmerische fase(s) (B) en de uiteindelijke erosie van grote delen van Jura en Trias op het einde van de Kimmerische fase(s), vermoedelijk tijdens het vroege Krijt (C).

HOOFDSTUK 7. CONCLUSIES EN AANBEVELINGEN

7.1. CONCLUSIES

Voor de eerste keer is een gebiedsdekkend 3D model gecreëerd voor het boven Westfaliaan in het oosten van Vlaanderen op basis van de integratie van nieuwe seismische interpretaties, (her)interpretaties van boringen en mijngegevens. Binnen dit bereik zijn modellen gemaakt van twee formaties, van oud naar jong: Flénu en Neeroeteren. De eerste bestaat dominant uit kleistenen met intercalaties van zandstenen en koollaagjes en de tweede uit zandstenen met lokale klei- en koollaagjes. De zandstenen vormen een potentieel reservoir. Het huidige model laat daarom toe om een betere inschatting te maken van het reservoirpotentieel van het boven Westfaliaan.

Het voorkomen van de Formatie van Neeroeteren is beperkt tot het meest oostelijke deel van het Bekken van de Kempen en de Roerdalslenk, terwijl dat van de onderliggende Formatie van Flénu het gehele noordoostelijke deel van het Bekken van de Kempen bestrijkt. Door de frequente afwisseling van dunne lagen binnenin de formaties van Flénu en Neeroeteren, werd er gebruikt gemaakt van gidslagen om de eenheden erbinnen te kunnen vervolgen in het studiegebied. Deze gidslagen variëren van mariene/brakwater horizons, vulkanische niveaus (tonsteins), koollagen tot zandsteencomplexen. Vooral deze laatste waren ook bruikbaar om dezelfde lagen seismisch te kunnen vervolgen. Desondanks blijft de seismische interpretatie van deze pakketten een grote uitdaging, zeker in gebieden met weinig controle hierop vanuit boorgegevens. Dit vertaalt zich ook in meer onzekere modellen in het noorden en noordwesten van het studiegebied, waar weinig boringen voorkomen en de bedekking of kwaliteit van de seismische data ook beperkt is.

De formaties van Flénu en Neeroeteren werden eerst gemodelleerd in tijd, op basis van de seismische interpretaties. Ze werden daarbij aangesloten op breuken waarvan het overgrote deel reeds beschikbaar was vanuit het G3Dv3-model (Deckers et al., 2019). Voor deze studie werden daarenboven nog zes nieuwe breuken gemodelleerd. Via bestaande referentievlakken in diepte (basis van de Krijtgroep) en snelheidsmodellen, ook allen opgemaakt voor het G3Dv3-model, werden deze laag- en breukmodellen omgezet naar het dieptebereik.

In de Roerdalslenk waren er eerder geen modellen van het boven Westfaliaan. In het Bekken van de Kempen komen de nieuwe modellen behoorlijk goed overeen met eerdere modellen van diezelfde eenheden. Het voorkomen van de Formatie van Neeroeteren is echter wel beduidend beperkter in het huidige model, omdat deze nu niet meer voorkomt ten noorden van de Anticline van Gruitrode.

Naast de modellen, werden er ook nieuwe inzichten bekomen over het gemodelleerde bereik. In tegenstelling tot de bestaande literatuur (Dusar, 1989b; Dreesen et al., 1995; Van Tongeren, 2004), werden er bijvoorbeeld geen indicaties gevonden voor syn-sedimentaire breukwerking. Er werd op basis van de (her)interpretaties van boringen en nieuwe interpretaties van seismiek wel een geleidelijke verdunning van het Westfaliaan C van de Formatie van Flénu geobserveerd in noordwestelijke richting. Het Bekken van de Kempen ondervond dus een neerwaartse beweging richting het zuiden van het bekken gedurende deze periode. Deze kanteling wordt in deze studie gelinkt aan de ontwikkeling van een “foredeep” verder zuidelijk. Dit foredeep ontwikkelde zich tijdens het Westfaliaan C onder toenemende druk vanuit het noordwestwaarts propagerend Variscische gebergtefront verder zuidelijk. De overheersende continentale sedimentatie in het studiegebied tijdens het Westfaliaan C en vroege Westfaliaan D toont aan dat de sedimentatie de subsidentie van het foredeep bijhield.

Tijdens het Westfaliaan D bereikte het grove afbraakmateriaal van het Variscische gebergtefront ook het studiegebied wat zich vertaalt in de aanwezigheid van zandsteenpakketten bovenin de Formatie van Flénu en dominant zandstenen in de bovenliggende Formatie van Neeroeteren. Jongere afzettingen zijn niet terug te vinden in het Bekken van de Kempen, vermoedelijk ten gevolge van opheffing tussen de periode van het late Westfaliaan D en late Perm. In het boven Westfaliaan foredeep werden lagen tabulair afgezet. Er werden in - tegenstelling tot sommige eerdere studies van van Tongeren (2004) en van Tongeren en van Amerom (2003; 2010) in het Westfaliaan C en vroege Westfaliaan D (Formatie van Flénu) geen indicaties gevonden voor de aanwezigheid van clinofolds die duiden op grootschalige progradatiesystemen. Tijdens het laatste Westfaliaan D (hogerop in de Formatie van Neeroeteren) zijn wel mogelijke indicaties voor progradatiepatronen te vinden van verwilderde rivierafzettingen in het studiegebied.

Na de afzetting, werd het boven Westfaliaan sterk vervormd en opgebroken als gevolg van tal van tektonische fases. Bij de huidige studie werd er nieuw inzicht verworven in de invloed van de tektonische fase die plaatsvond net na de afzetting van het late Westfaliaan D en voor de afzetting van het late Perm. In dit bereik van ongeveer 50 miljoen jaar werd het boven Westfaliaan door grootschalige bewegingen (amplitude >1000 m) afgesneden in het studiegebied in alle windrichtingen. Daarbovenop werd het lokaal vervormd, met als bekendste voorbeelden de Lineamenten van Donderslag en Gruitrode. Deze lineamenten werden geassocieerd met anticlines die resulteerden uit opwaartse beweging langsheen onderliggende, dominant westhellende opschuivingsbreuken (fault propagation folding). Op de as van deze lineamenten, die NNO-ZZW georiënteerd zijn, werd tot 850 m van het boven Westfaliaan weggeërodeerd.

Na deze fase van vervorming, volgde een periode van erosie met vrij algehele peneplanatie tijdens het Perm. Vanaf het late Perm vond er terug afzetting plaats in de regio, discordant bovenop het Carboon. Correlaties van het Permo-Trias tussen boringen, ondersteund door seismische interpretaties, geven geen indicaties voor lokale onlap van het Permo-Trias tegen het Carboon, en ook niet voor breukwerking tijdens het Permo-Trias. Pas later, tijdens de Kimmerische extensiefase(s) in het Jura, treedt er significante breukbewegingen op. Hierbij worden breuken geactiveerd over het gehele Bekken van de Kempen en de Roerdalslenk, en krijgen belangrijke randbreuken een listrisch karakter met bijhorende rollover anticlines in hun hangingwall. Tijdens daaropvolgende grootschalige erosie, in waarschijnlijk het Vroeg Krijt, werd veel van het eerder afgezette Jura en Permo-Trias weggeërodeerd, inclusief datgene bovenop de rollover anticlines, waardoor het voorkomen van het Jura nu hele fragmentair is in de Roerdalslenk.

7.2. AANBEVELINGEN

Volgende aanbevelingen kunnen op basis van de huidige studie gemaakt worden:

- In het noordoosten van het studiegebied zijn er geen boringen die het boven Westfaliaan bereiken en is de seismische bedekking beperkt of vaak van lage kwaliteit. Om het boven Westfaliaan hier beter in beeld te kunnen brengen, is er nood aan minstens extra seismische data, bij voorkeur in combinatie met één of meerdere boring(en).
- In het uiterste noorden van het studiegebied, ten noorden van de Breuk van Hoogstraten, is er nog onzekerheid over het voorkomen van het boven Westfaliaan. Om hier meer kennis te vergaren over het boven Westfaliaan, is het aangewezen om Nederlandse data (seismiek en boringen) te raadplegen en in functie daarvan een grensoverschrijdende modellering uit te voeren.
- In boring Bree (voor locatie, zie Figuur 5) is Westfaliaan C, zonder meer detail, aanwezig onder het Perm/Trias. Om meer zekerheid te krijgen over welke lagen van het Westfaliaan C het betreft, zou palynologisch onderzoek nuttig zijn.
- Omdat interbed multiples het seismische beeld van de Formatie van Neeroeteren sterk verstoren, wordt aangeraden om deze multiples uit de seismische data te filteren. Hiervoor bestaan verschillende seismische processingtechnieken. Een mogelijke manier om multiples uit de seismische data te filteren is het toepassen van een Radon demultiple. Deze techniek is bijvoorbeeld reeds met succes toegepast op de Mol-Herentals campagne.
- In deze studie wordt een model van voorlandbekken-ontwikkeling naar voor gebracht. Dit model zou verder afgetoetst kunnen worden aan het bestaande model van voorlandbekken-ontwikkeling tijdens het vroegere Dinantiaan tot Westfaliaan B volgens Kombrink (2008). Verder zou het ook aan bestaande gegevens van de begravingsgeschiedenis (reconstructie begravingstieptes, fracturatie/cementatiefases, fluïda migratiefases, ...) en/of door nieuwe data daarvan getest kunnen worden.
- Binnen het Trias, meer bepaald in het Lid van Bullen, zijn op een aantal seismische lijnen lokaal sterkere reflecties vastgesteld die gerelateerd zouden kunnen zijn aan de aanwezigheid van olie en/of gas. Om dit te onderzoeken zou bijvoorbeeld AVO (Amplitude Variatie met Offset) analyse toegepast kunnen worden op de betreffende seismische lijnen. Dit is natuurlijk onder voorbehoud dat de seismische lijnen het toelaten om een dergelijk onderzoek uit te voeren.

LITERATUURLIJST

Ahrendt H., Clauer N., Hunziker J.C. & Weber K., 1983. Migration of folding and metamorphism in the Rheinische Schiefergebirge deduced from K-Ar and Rb-Sr age determinations. *In: MARTIN, H. & EDER, F.W. (eds) Intracontinental FoM Belts*. Springer, Berlin: 323-338.

Bertier, P., Swennen, R., Lagrou, D., Laenen, B. & Kemps, R., 2008. Palaeo-climate controlled diagenesis of the Westphalian C & D fluvial sandstones in the Campine Basin (north-east Belgium). *Sedimentology*, 55: 1375-1417.

Bless M.J.M. & Streel M., 1976. The occurrence of reworked miospores in a Westphalian C microflora from South Limburg (The Netherlands) and its bearing on paleogeography. *Meded. Rijks Geol. Dienst, Nieuwe Ser.*, 27-1: 1-39.

Bless M.J.M., Bouckaert J., Calver M., Graulich J. & Paproth E., 1977. Paleogeography of Upper Westphalian deposits in N.W. Europe with reference to the Westphalian C North of the mobile variscan belt. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 28: 102-147.

Bless M.J.M., Bouckaert J., Conil R., Groessens E., Kasig W., Paproth E., Poty E., Van Steenwinkel M., Steel M. & Walter R., 1980. Pre-Permian Depositional environments around the Brabant Massif in Belgium, The Netherlands and Germany. *Sedimentary Geology*, 27: 181 pp.

Boonen P., Duser M. & Somers Y., 1985. De steenkoolverkenningboring Oplabbeek-Louwelsbroek. *Geological Survey of Belgium*, 218: 78 pp.

Bouckaert J. & Duser M., 1987. Arguments géophysiques pour une tectonique cassante en Campine (Belgique), active au Paléozoïque supérieur et réactivée depuis le Jurassique supérieur. *Annales de la Société Géologique du Nord, CVI*, 201-208.

Bouroz, A., 1967. Correlation des tonsteins d'origine volcanique entre les bassins houillers de Sarre Lorraine et du Nord-Pas-de-Calais. *C. R. Acad. Sci.*, 264: 2729-2732.

Burger K., 1985. Kohlentonesteine im Oberkarbon NW-Europas ein Beitrag zur Geochronologie. *Compte rendu 10^e Congrès Internationale de Stratigraphie et de Géologie Carbonifère (Madrid, 1983)* 3: 433-447.

Burgess, P.M. & Gayer, R.A., 2000. Late Carboniferous tectonic subsidence in South Wales; implications for Variscan basin evolution and tectonic history in SW Britain. *Journal of the Geological Society of London*, 157: 93-104.

Caous J.Y. & Leplat J., 1994. Remontée des eaux dans les anciennes mines de charbon du Bassin du Nord et de Pas-de-Calais – Projet de suivi de la remontée naturelle – Réflexion sur les avantages et les inconvénients d'accélérer le remplissage par injection d'eau depuis la surface. R 37 943 SGR 94 NPC. 39p., 13 fig., 1 tab., 2ann.

Coward, M.P., 1993. The effect of late Caledonian and Variscan continental escape tectonics on basement structure, Palaeozoic basin kinematics and subsequent Mesozoic basin development in NW Europe, in: Parker, J.R. (Ed.), *Petroleum Geology of NW Europe*. Proceedings of the 4th Conference. Geological Society, London: 1095-1108.

- Crampton, S.L. & Allen P.A., 1995. Recognition of forebulge unconformities associated with early stage foreland basin development: Example from north Alpine foreland basin. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 79: 1495-1514.
- Deckers J., Vernes R., Dabekaussen W., Den Dulk M., Doornenbal H., Duser 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.
- Deckers J., De Koninck R., Bos S., Broothaers M., Dirix K., Hamsch L., Lagrou D., Lanckacker T., Matthijs J., Rombaut B., Van Baelen K. & Van Haren T., 2019. Geologisch (G3D) en hydrogeologisch (H3D) 3D-lagenmodel van Vlaanderen – versie 3. Studie uitgevoerd in opdracht van het Vlaams Planbureau voor Omgeving, departement Omgeving en de Vlaamse Milieumaatschappij. VITO-rapport 2018/RMA/R/1569.
- Deckers J., Rombaut B., Van Noten K. & Vanneste K., 2021. Influence of inherited structural domains and their particular strain distributions on the Roer Valley graben evolution from inversion to extension. *Solid Earth*, 12, 345-361.
- Delmer A., 1963. Mijnkaart van het Kempens Kolenbekken. *Annalen der Mijnen van België*, 6, 739-754. De Man, E., Van Simaëys, 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.
- Delmer, A., Duser, M. & Delcambre, B., 2001. Upper Carboniferous lithostratigraphic units (Belgium). In Bultynck & Dejonghe, eds, *Guide to a revised lithostratigraphic scale of Belgium*. *Geologica Belgica*, Brussels, 4/1-2: 95-103.
- DeCelles P.G. & Giles K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*, 8: 105–123.
- De Loose J., 1984. De zandstenen van de Zandsteen van Neeroeteren (Boring Opglabbeek-Louwelsbroek, KB 161). K.U.Leuven, Lie. Verhandeling.
- 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.
- Dreesen R., Bossiroy D., Duser M., Flores R.M. & Verkaeren P., 1995. Overview of the influence of syn-sedimentary tectonics and palaeo-fluvial systems on coal seam and sand body characteristics in the Westphalian C strata, Campine Basin, Belgium. In: Whateley MKG, Spears DA (eds.), *European Coal Geology*, Geological Society Special Publication, 82: 215-232.
- Drozdowski G. & Wrede V., 1994. Faltung und Bruchtektonik–Analyse der Tektonik im Subvariscikum. *Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen*, 38: 7-187.
- Drozdowski G. & Wrede V., 1994. Das Subvariscikum Nordwestdeutschlands. *Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen*.
- Drozdowski G., 1993. The Ruhr coal basin (Germany): structural evolution of an autochthonous foreland basin. *Int. J. Coal. Geol.*, 23: 231-250.

Dusar M. & Houlleberghs E., 1981. De steenkool verkenningsboring van Neerglabbeek (Boring 146 van het Kempens bekken). *Annales des Mines de Belgique*, 1981-11: 913-1003.

Dusar M., Bless M.J.M., Borremans G., Bouckaert J., Burger K., Lie S.F., Muchez Ph., Paproth E., Pierart P., Somers Y., Streel M., Van Looy J. & Viane W., 1987. De steenkoolverkenningboring Guitrode-Muisvenner Bemden. *Belg. Geol. Dienst, Prof Paper*, 228: 107 pp.

Dusar M., 1989a. Non-marine lamellibranchs in the Westphalian C/D of the Campine coalfield. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 98: 483-493.

Dusar M., 1989b. The Westphalian C in the Campine basin : coal content influenced by tectonics. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 112 : 248-249.

Dusar M., Paproth E., Streel M. & Bless M.J.M., 2000. Palaeogeographic and palaeoenvironmental characteristics of major marine incursions in Northwestern Europe during the Westphalian C (Bolsovian). *Geol. Belg.*, 3(3-4): 331-347.

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 pp.

Fiebig, H., Groscurth, J., 1984. Das Westfal C im nördlichen Ruhrgebiet. *Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen*, 32: 257-267.

Geluk, M.C., Duin, E.J.Th., Dusar, M., Rijkers, R.H.B., Van den Berg M.W. & Van Rooijen, P., 1994. Stratigraphy and tectonics of the Roer Valley Graben. *Geologie en Mijnbouw*, 73: 129-141.

Geluk, M.C., Röhling, H-G, 2016. A tectono-stratigraphic model for the depositional history and basin development of the Permian-Early Triassic at the southern margin of the Southern Permian Basin (The Netherlands and adjacent parts of Belgium and Germany). *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften Band 167 Heft 2-3*: 149-166.

Kombrink H., 2008. The Carboniferous of the Netherlands and surrounding areas; a basin analysis. *Geologica Ultraiectina, Mededelingen van de Faculteit Geowetenschappen* 294. Universiteit Utrecht (Utrecht): 184 pp.

Kramm U., Buhl D. & Chernyshev I.V., 1985. Caledonian or variscan metamorphism in the Venn-Stavelot Massif, Ardennes? Arguments from K-Ar and Rb-Sr study. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 171: 339-349.

Laenen, B., Broothaers, M., Van Tongeren P. & Ferket, H., 2008. Exploratie van Noordoost Limburg. Fase 1: Acquisitie, processing en interpretatie van de 2D seismische campagne Bree – Kinrooi – Maaseik. Studie in opdracht van VITO, 2008/MAT/R/063.

Lagrou, D., Bertier, P. & Swennen, R., 2002. Westphalian fluvial sandstone bodies of the Campine Basin: possible reservoirs for CO₂-sequestration? *Aardkundige Mededelingen*, 12: 239-242.

Lagrou, D. & Dreesen, R., 2001. Westfaliaan zandsteenlichamen als potentiële reservoirgesteenten – een eerste evaluatie. Studie i.o.v. ANRE, VITO-rapport 2001/ETE/R/010: 67 pp.

- 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.
- Muchez, P. & Langenaeker, V., 1993. Middle Devonian to Dinantian sedimentation in the Campine Basin (northern Belgium): its relation to Variscan tectonism. In : Frostick, L.E., and Steel, R.J. (eds.), *Tectonic Controls and Signature in Sedimentary Successions*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 20: 171-181.
- Oncken O., Plesch A., Weber J., Ricken W. & Schrader S., 2000. Passive margin detachment during arc-continent collision (Central European Variscides). In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O., Tanner, D. (Eds.), *Orogenic processes: Quantification and modelling in the Variscan belt*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., London: 199-216.
- Pagnier, H.M.J. & van Tongeren, P.C.H., 1996. Upper Carboniferous of borehole 'De Lutte-6' and evaluation of the Tubbergen Formation in the eastern and southeastern parts of the Netherlands. In Van Tongeren, P.C.H. & Wong, Th. E., eds, *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 50: 3-30.
- Paproth E., Dusar M., Bless M.J.M., Bouckaert J., Delmer A., Fairon-Demaret M., Houlleberghs E., Laloux M., Pierart P., Somers Y., Streel M., Thorez J. & Tricot J., 1983. Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Silesian in Belgium, a review. *Annales de la Societe Geologique de Belgique* 106: 241-283.
- Plesch A. & Oncken O., 1999. Orogenic wedge growth during collision--constraints on mechanics of a fossil wedge from its kinematic record (Reno-Hercynian FTB, Central Europe). *Tectonophysics*, 309: 117-139.
- Praeg D., 2004. Diachronous Variscan late-orogenic collapse in response to multiple detachments: a view from the internides in France to the foreland in the Irish Sea. In: Wilson M, Neumann E-R, Davies GR, Timmerman MJ, Heeresans M, Larsen BT (eds) *Permo-Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe*. Geological Society, London, Special Publications, 223: 89-140.
- Ricken W., Schrader S., Oncken O. & Plesch A., 2000. Turbidite basin and mass dynamics related to orogenic wedge growth; the Reno-Hercynian case. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O., Tanner, D. (Eds.), *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 107: 257-280.
- Rossa H.G., 1986. Upper Cretaceous and Tertiary inversion tectonics in the western part of the Rhenish-Westphalian coal district (FRG) and in the Campine area (N Belgium). In: Bless, M. J. M., Dusar, M. en Streel, M. (eds) *Some aspects of the Late Cretaceous in NW Europe*. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 109: 367-410.
- Spears, D.A. & Kanaris-Sotiriou, R., 1979. A geochemical and mineralogical investigation of some British and other European tonsteins. *Sedimentology*, 26: 407-425.
- Stainier, 1909. Coupe du sondage de Meuwen (Campine). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 36: 296-306.

Streel M., Somers Y. & Dusar M., 2008. The miospores of the Westphalian C / Westphalian D transition in the Campine basin (Belgium) in the context of the macroflora zonations. *Geologica Belgica*, 11(3-4): 243-250.

Thorez J. & Bless M.J.M., 1977. On the possible origin of the Lower Westphalian D Neeroeteren Sandstone (Campine Belgium) – *Meded. Geol. Dienst N.S.*, 28 (5): 128-134.

Tys E., 1980. De geologische structuur van het steenkolenterrein ten noorden van het ontginningsgebied der Kempische mijnen. Voorlopige synthese en probleemstelling. *Geological Survey of Belgium Professional Paper*, 1980/9: 43 pp.

Van Amerom H.W.J. & van Tongeren P.C.H., 2002. An important hiatus in the youngest Westphalian C and earliest Westphalian D strata of the Campine Basin (N. Belgium). In Degryse, P. & Sintubin, M., eds, *Proceedings of the first Geologica Belgica International Meeting; Aardkundige Mededelingen*, 12: 127-130.

Van Amerom H.J.W. & van Tongeren P.C.H., 2010. Results of Renewed Palaeobotanic Dating of Late Carboniferous Strata (NE Belgian Campine Basin). *Geologica Belgica*, 13/1-2: 3-35.

van de Laar J.G.M., 1985. Palynologische ouderdomsbepaling van boring Nederweert-1. *Rijks Geologische Dienst, Heerlen, Rapport nr. GB 2090*: 7 pp.

Van de Laar, J.G.M. & Van der Zwan, C.J., 1996. Palynostratigraphy and palynofacies reconstruction of the Carboniferous of borehole 'De Lutte-06' (East Twente, the Netherlands). *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 55: 61-82.

Van Wijhe D.H. & Bless M.J.M., 1974. The Westphalian of The Netherlands with special reference to miospore assemblages. *Geol. Mijnbouw*, 53: 295-328.

Vandenbergh N., Dusar M., Laga P. & Bouckaert J., 1988. The Meer well in North Belgium. *Geological Survey of Belgium*, 25.

Van Tongeren P.C.H., 2004. Nieuwe inzichten m.b.t. de geologie van het gebied Meeuwen-Rotem (noordoost Kempen). *Studie i.o.v. ANRE, VITO-rapport 2004/MAT/R/138*: 69 pp.

Van Tongeren P.C.H., 2011. Subcropkaart van de Boven Carboon formaties in het Kempens bekken (s.l.). *Studie i.o.v. ALBON, VITO-rapport 2011/SCT/R/202*: 39 pp.

Van Tongeren P. & Hildenbrand A., 2005. Formatiesubcropkaart van het Palaeozoïcum in het Kempens Bekken. *Tussentijds rapport voor VLAKO. Vlaamse Instelling voor Technologisch Onderzoek (VITO)*.

Van Tongeren, P.C.H. & Van Amerom, H.W.J., 2003. Datering en reconstructie van het afzettingsmilieu van de jongste Boven Carboon strata in enkele Kempense boringen, m.b.t. plantenassociaties en seismische interpretatie. *Studie i.o.v. ANRE, VITO-rapport 2003/ETE/R/129*: 47 pp.

Van Tongeren, P.C.H. & Van Amerom H.W.J., 2005. Palaeobotanische herziening en herdatering van het Laat Carboon in de boringen KB 113, KB 168, KB 172 in de oostelijke Kempen. *studie i.o.v. ANRE, VITO-rapport 2005/MAT/R/024*: 37 pp.

Veld H., Fermont W.J.J. Kerp H. & Visscher H., 1996. Geothermal history of the Carboniferous in South Limburg, the Netherlands. In: Rondeel H.E., Batjes D.A.J. & Nieuwenhuijs W.H. (eds.). *Geology of gas and oil under the Netherlands*. Royal Geological and Mining Society of the Netherlands, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 31-44.

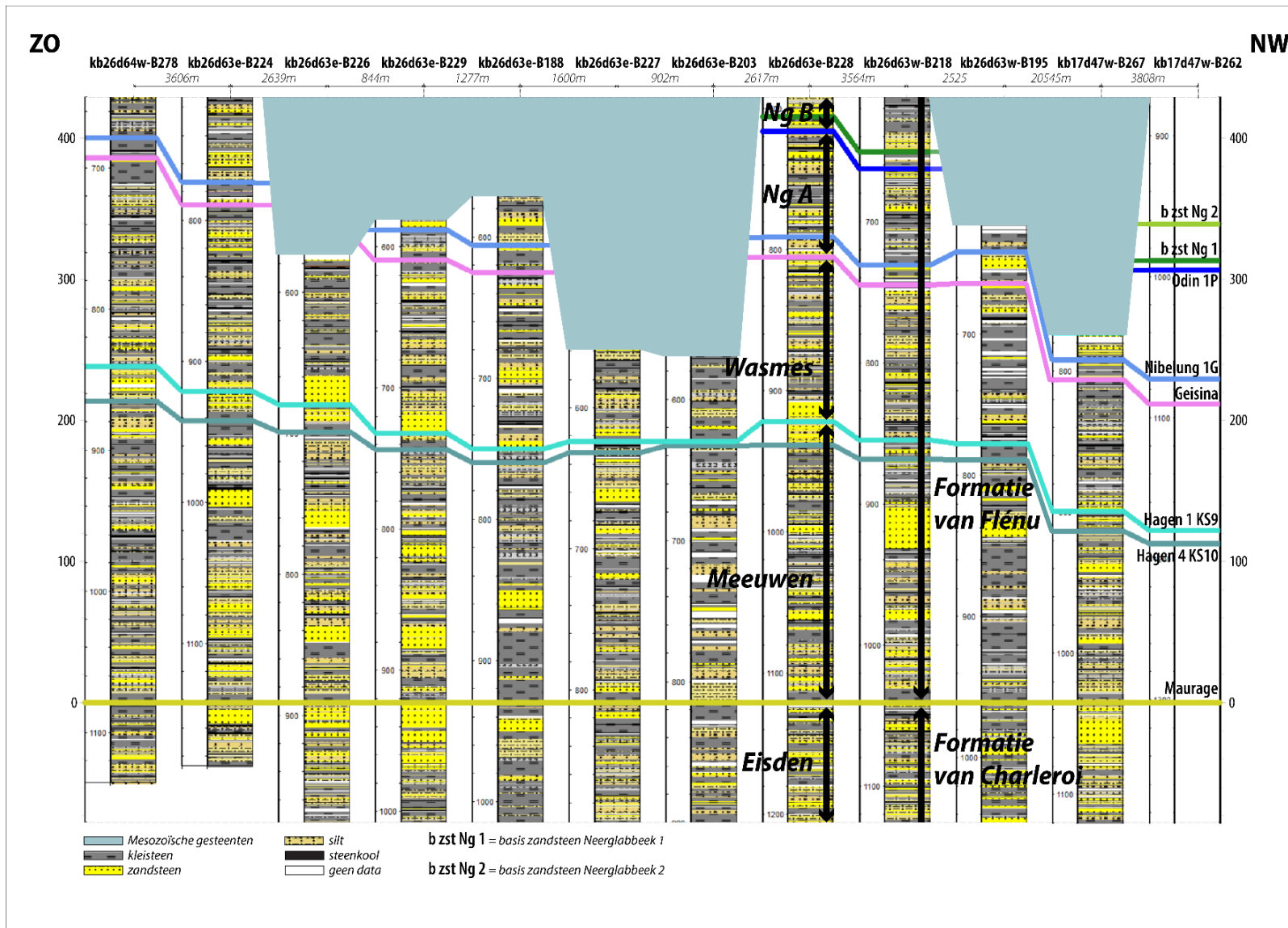
Vernes R.W., Deckers J., Bakker M.A.J., Bogemans F., De Ceukelaire M., Doornenbal J.C., den Dulk M., Duser M., Van Haren T.F.M., Heyvaert V.M.A., Kiden P., Kruisselbrink A.F., Lanckacker T., Menkovic A., Meyvis B., Munsterman D.K., Reindersma R., ten Veen J.H., van de Ven T.J.M., Walstra J. & Witmans N., 2018. *Geologisch en hydrogeologisch 3D model van het Cenozoïcum van de Belgisch-Nederlandse grensstreek van Midden-Brabant / De Kempen (H30 – 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.

Wouters L., Gulletops F., Bolle L., De Loose J., Van Lishout S. & Duser M., 1989. The sedimentology of the Neeroeteren sandstone, Upper Westphalian, Kempen (Well GD161&161b). Vol. 4, 101 pp.

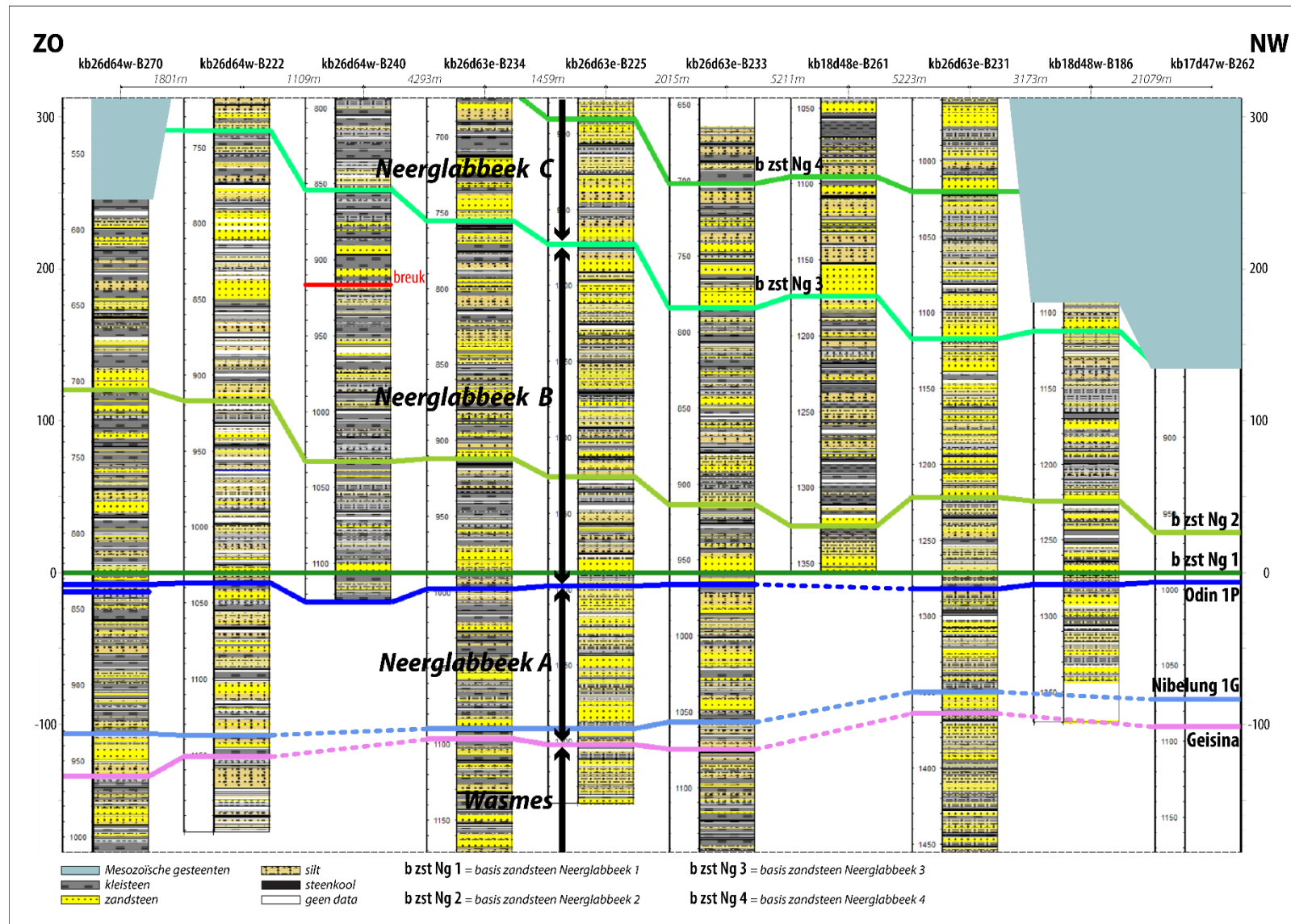
Wouters L., & Gulletops F., 1988. The sedimentology of the Westphalian D Neeroeteren sandstone, Kempen (Belgium). *Ann. Soc. Geol. Nord*, CVII: 191-202.

Ziegler P.A., Schumacher M.E., Dezes P., Van Wees J.D. & Cloetingh S., 2006. Post-Variscan evolution of the lithosphere in the area of the European Cenozoic Rift System. *Geological Society, London, Memoirs* 32: 97-112.

BIJLAGE A

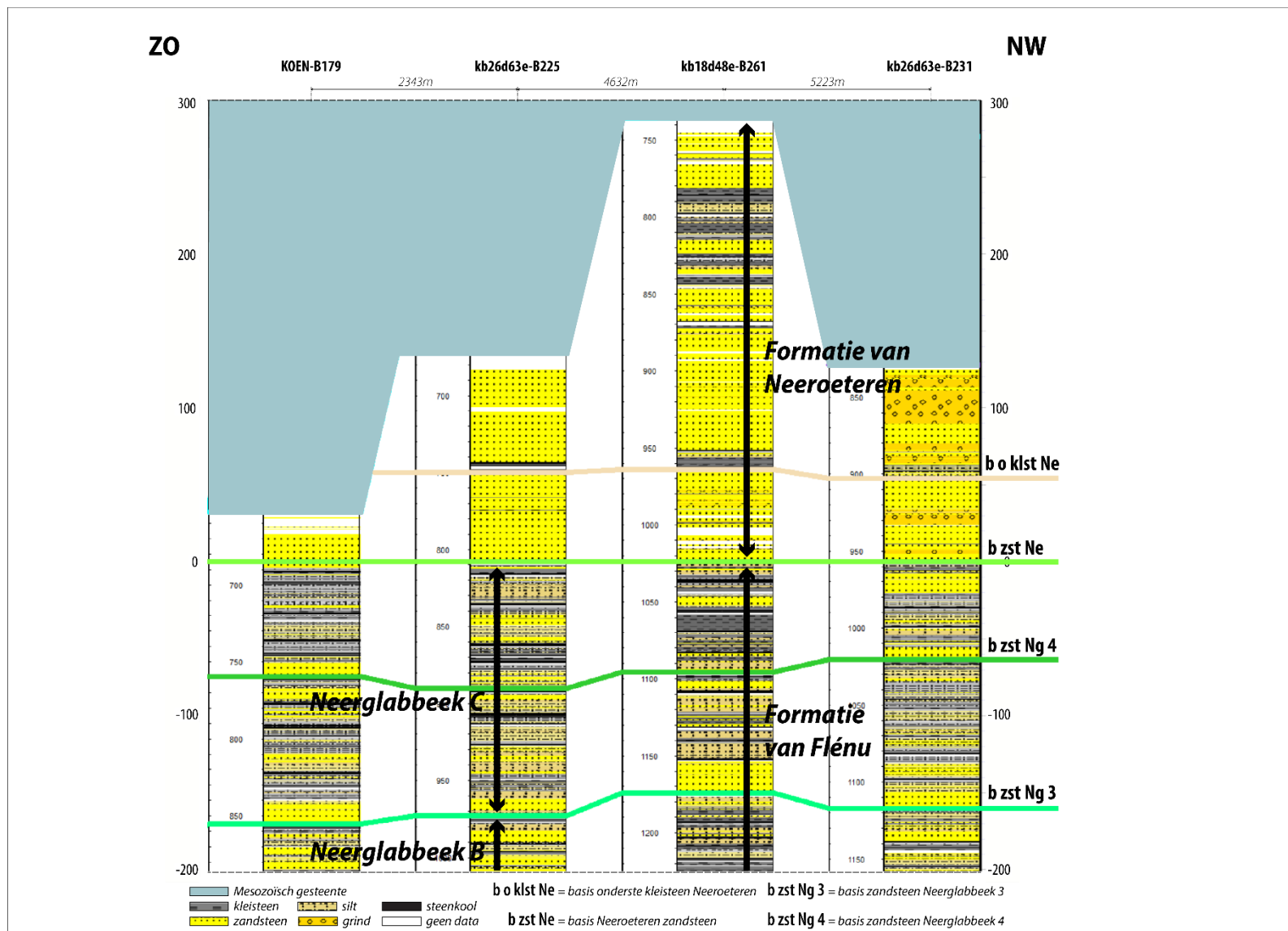


Figuur A 1: Correlatieprofiel 1



Figuur A 2: Correlatieprofiel 2

2020/RMA/R/2142



Figuur A 3: Correlatieprofiel 3