



Relicten van water- en windactiviteit in Ems- en Münsterland

EDUARD KOSTER
FACULTEIT GEOWETENSCHAPPEN,
UNIVERSITEIT UTRECHT
WARD-KOSTER@PLANET.NL

Na afloop van de Saale-ijstijd werden, onder invloed van periglaciale omstandigheden, gedurende de Weichseltijd op grote schaal windafzettingen (dekzanden) neergelegd in het Ems- en Münsterland¹. Resedimentatie van deze afzettingen en van fijnzandige rivierafzettingen leidde tijdens het Holocene vervolgens tot de vorming van uitgestrekte stuifzandvlaktes en duincomplexen. Het Noord-Duitse laagland maakt aldus deel uit van de 'European Eolian Sand Belt', die zich uitstrekt van East Anglia (UK), Nederland en België, via Duitsland en Polen tot ver in de Noord-Russische laagvlakte (Koster, 2009). Naast de eolische sedimenten vormen rivierafzettingen van de Ems en haar zijrivieren de hoofdmoot van de aan of nabij het oppervlak voorkomende materialen².



Stroomgebied van de Ems

De Ems is een typische laaglandrivier (Afb. 1) met een totaal verval van slechts 134 m en een gemiddelde jaarlijkse afvoer van 125 m³/s. Vanwege het vlakke reliëf en de talloze kleine zijrivieren en beken is de begrenzing van het stroomgebied moeilijk exact te bepalen, zoals blijkt uit verschillende opgaven van de omvang van het stroomgebied. Het in Duitsland gelegen deel van het stroomgebied van de 371 km lange rivier de Ems beslaat ca. 12.800 km², waarvan ca. 4.200 km² in Nordrhein-Westfalen en 8.600 km² in Niedersachsen (Afb. 2). Hierbij komt het Gronings-Drentse deel van de Ems (Eems in het Nederlands) met een oppervlakte van ca. 2.400 km². Soms wordt ook nog het Nederlands/Duitse kustgebied van de Dollard van ca. 1.000 km² bij de opgave van de grootte van het stroomgebied opgeteld. Voor de bevaarbaarheid zijn delen van de Ems gekanaliseerd. Vooral in het traject Meppen-Papenburg zijn veel meanderbochten afgesneden. Bovendien is al tegen het einde van de negentiende eeuw voor de binnenvaart het 223 km lange Dortmund-Ems kanaal aangelegd, dat de verbinding vormt tussen de Rijn en het Roergebied aan de ene kant en de industriesteden Papenburg en Leer en de zeehaven bij Emden aan de andere kant.

Rivierafzettingen in de ondergrond

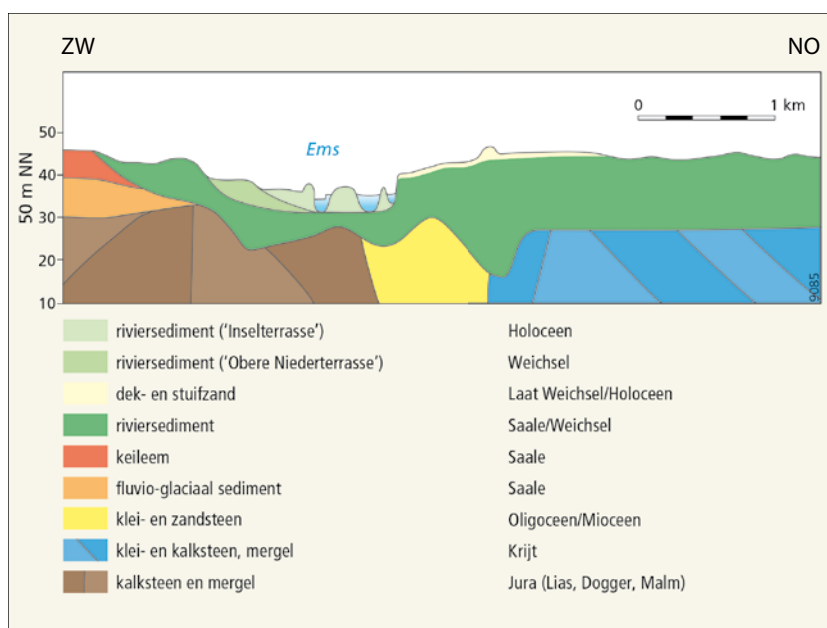
Voorals gevolg van de sterke erosie van oudere sedimenten en de intensieve omwerking van het reliëf tijdens de Elster- en Saaleglaciaties is er van de Tertiaire en vroeg-Kwartaire ontwikkeling van de Ems weinig bekend. Voor zover bewaard gebleven in het stroomgebied van de Ems worden de uit de pre-Elstertijd stammende rivierafzettingen in de Duitse (terras)stratigrafie tot de 'Oberterrasse' gerekend, terwijl soortgelijke afzettingen uit de Elster- en Saale-tijd behoren tot de 'Mittelterrasse'. Strikt genomen zijn deze terrasbenamingen verwarrend aangezien er veelal geen sprake is van herkenbare terrasvormen en de afzettingen gemakkelijk verward kunnen worden met sedimenten, die getransporteerd zijn door (fluvio)glaciale processen. Met uitzondering van diep ingesneden smeltwaterdalen en depressies, zoals bij voorbeeld het door landijs diep uitgesleten, glaciale tongbekken van Quakenbrück (zie G&H 2016, 70/3, pag. 60), ligt de basis van de Kwartaire sedimenten in grote delen van het stroomgebied van de Ems op een diepte van slechts enkele tientallen meters. Afbeelding 3 illustreert de relatief uniforme samenstelling van het 20 à 30 m



AFBEELDING 2. | Het Stroomgebied van de Ems. Bron: Thiermann, 1974.

dikke Kwartaire sedimentpakket in de omgeving van Rheine. In tegenstelling hiermee is de structuur van de pre-Kwartaire ondergrond in dit gebied zeer complex. Diverse gesteenten van Jura-, Krijt- en Tertiaire ouderdom wisselen elkaar af. Dit is het gevolg van een uitgebreid netwerk van ZO-NW georiënteerde breuken³, inclusief talloze dwars daarop staande secundaire breuken, die verband houden met het voorkomen in deze regio van enkele zeer grote zoutdiapieren. De doorsnede loopt iets ten noorden van de plaats Salzbergen, die zoals de naam aangeeft, gesitueerd is boven op een tot 440 m dikke, omhoog geheven steenzoutkoepel (Meyer *et al.*, 1977). Helemaal links in de doorsnede zijn nog net de (fluvio)glaciale afzettingen te zien, die op de flank van de stuwwal van de Emsbürener Höhen (zie G&H 70/3, pag. 55-63) liggen.

Volgens Thiermann (1974) is de loop van de Ems en haar zijrivieren sterk bepaald door de vorming van smeltwatersystemen gedurende de late Saaletijd. Pas in de loop van de Weichseltijd is de rivier ten gevolge van de lage ligging van de erosiebasis (stand van het zeeniveau) door insnijding en terrasvorming vastgelegd in haar huidige loop. Over de loop en ontwikkeling van de Ems en haar vele zijrivieren gedurende de interglaciale



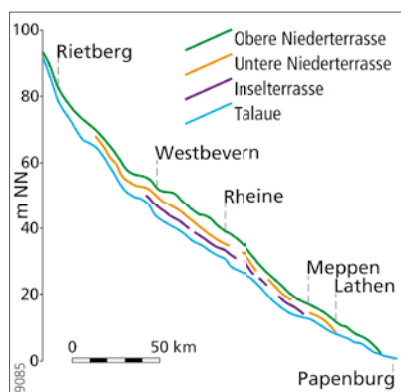
AFBEELDING 3. | ZW-NO georiënteerde geologische doorsnede door het Emsdal enkele km ten noorden van Rheine. Bron: Meyer *et al.*, 1977.



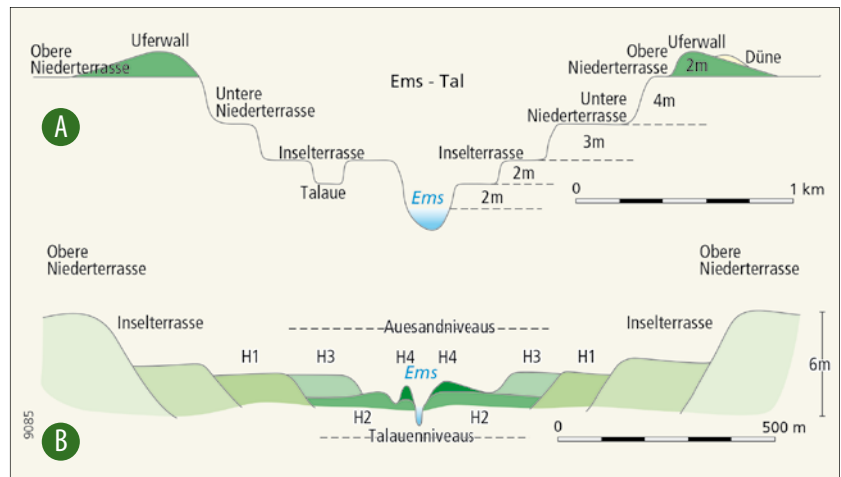
Eem tijd is evenmin veel bekend, vooral door de sterke omvorming van het reliëf tijdens de Weichseltijd. Meyer (1983) schat een nivellering van het reliëf tot een waarde van ca. 10 m. In het westelijk deel van het Emsland zijn overigens wel op veel plaatsen continentale Eemafzettingen, zoals humeuze, of venige, silthoudende zandlagen, aangetroffen. Een vanouds bekend voorbeeld hiervan zijn de tientallen meters dikke organogene Eempakketten, die zijn aangetroffen in het glaciële tongbekken van Quakenbrück bij de Dammer Berge. Hierop liggen eveneens tientallen meters dikke Weichsel rivierafzettingen met diverse daarin ingeschakelde interstadiale lagen (Woldstedt & Duphorn, 1974). Ook Klostermann (1995) vermeldt de aanwezigheid van ingeschakelde veenlaagjes in de Niederterrasse-afzettingen, die hij relateert aan de Weichselienstadialen Oddenrade, Amersfoort en Denekamp. Tijdens de Weichseltijd vond een flinke afvlakking van het reliëf plaats door de afspoeling van hellingmateriaal, veelal over een bevroren ondergrond, en de opvulling van depressies en dalen met zogenaamde 'Fließerden' of 'Talsande', die op veel plaatsen verknoot zijn met fluviatiele Niederterrasse-afzettingen. Deze hellingafzettingen bezitten een opmerkelijk vlak verlopende korrelgrootteverdeling, dat wil zeggen ze bestaan uit een mix van klei, silt, zand tot en met stenen. Dit is in tegenstelling tot de veelal veel beter gesorteerde rivier- en windafzettingen.

Terrasontwikkeling in de Weichseltijd

Thiermann (1974) onderscheidt in het Emsdal ten zuiden van Rheine een drietal terrasniveaus (Afb. 4A). De



AFBEELDING 5. | Lengteprofiel van de terrasniveaus langs de Ems.
Bron: Thiermann, 1974.



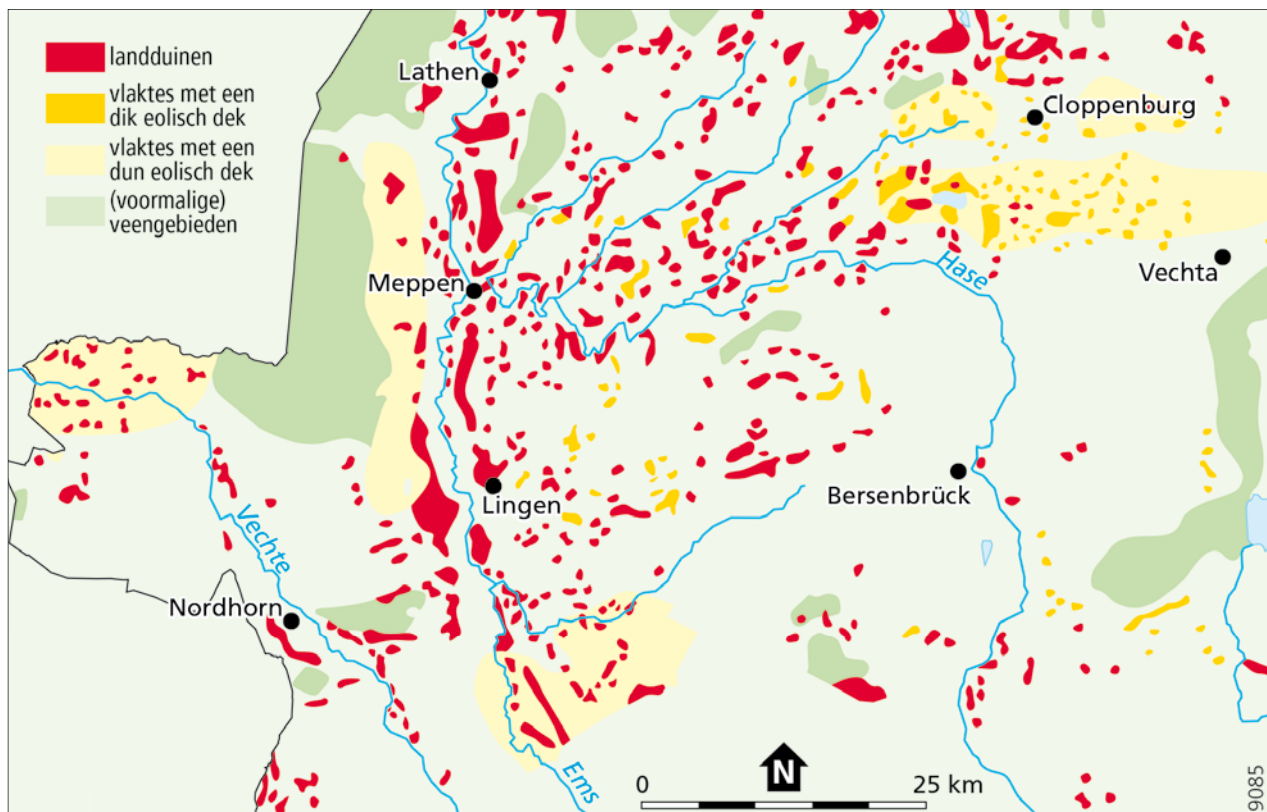
AFBEELDING 4. | Schematische doorsnedes van de terrasniveaus van de Ems (Weichsel tot Holocene). A. Ten zuiden van Rheine, B. Nabij Meppen.
Bron: Thiermann, 1974 respectievelijk Woldstedt & Duphorn, 1974.

'Obere' en 'Untere Niederterrasse' van Weichselouderdom en de 'Inselterrasse'. De zone met Niederterrasse-afzettingen is wel 20-30 km breed (Klostermann, 1995). De terrasaafzettingen bestaan overwegend uit (matig) fijne zanden en bereiken diktes van 20-30 m. De vorming van de Niederterrasniveau's vond plaats tot in de Laat-Weichsel tijd. Op de Obere Niederterrasse zijn 1-2 m hoge en tot 1 km brede oeverwallen tot ontwikkeling gekomen in en na de Allerød, toen zich in het Emsdal een meanderend riviersysteem had gevormd. Veel van dit oeverwalmateriaal is kort na de sedimentatie eolisch omgewerkt, vandaar dat deze duinvormen uit de Jonge Dryastijd in het Duits als 'Flußbegleitdünen' betiteld zijn (Klostermann, 1995). Tijdens de Jonge Dryastijd sneed de Ems zich sterk in en ontstond de Untere Niederterrasse op een niveau van ca. 5 m onder de Obere Niederterrasse. Aangezien de dikte van de Untere Niederterrasse afzettingen 4 à 5 m bedraagt, reconstrueert Klostermann (1995) een insnijdingsdiepte tot ca. 10 m. Bij het sterk geschematiseerde beeld van Afb. 4A moet overigens wel bedacht worden, dat de hoogteverschillen tussen de terrasniveaus gering zijn en dat de niveaus in het veld moeilijk te herkennen en van elkaar onderscheiden kunnen worden.

Holocene rivierontwikkeling

Het Inselterrasniveau, dat zo genoemd is omdat het versneden is door paleogeulen, ligt slechts 2-3 m lager dan de Obere Niederterrasse. Meyer *et al.* (1977) zijn van mening dat het Inselterrasniveau niet van Laat-Weichselouderdom kan zijn, maar eerder in het Preboreaal en/of Boreaal geplaatst moet worden. De insnijding van de Ems ging door in het Holocene, maar stopte uiteindelijk door versterkte aanvoer van zand ten gevolge van bodemerisatie van in cultuur gebrachte gronden. Woldstedt & Duphorn (1974) in hun gedetailleerde reconstructie van de terrassenchronologie in het Emsdal ter hoogte van Lingen en Meppen (Afb. 4B) voegen nog twee kleine Holocene terrasniveaus toe (H1 en H2). Deze niveaus zijn bedekt met 1,5 - 4 m dikke zandige en lemige rivierafzettingen, die vooral geaccumuleerd zijn in het vroeg-Atlantisch (H1) respectievelijk Subboreaal (H2 niveau). Direct ter weerszijden van de Ems in de huidige riviervlakte zijn tot 1-3 m hoge oeverwallen gevormd, waarvan de accumulatie thans nog voortduurt. De Vroeg- en Midden-Holocene rivierafzettingen zijn overwegend zandig vanwege het grotendeels ontbreken van fijner materiaal beschikbaar voor riviertransport in het achterland. Deze situatie veranderde in het Neolithicum en in nog veel sterkere mate in de Middeleeuwen toen door versnelde bodemerisatie veel fijnklastisch (silt- en klei-frakties) materiaal vervoerd werd. Hierbij werden op het H2 niveau tenslotte nog een tweetal zogenaamde 'Auesdenniveaus' ⁴ H3 en H4 gesedimenteerd van Subatlantische tot recente ouderdom (Woldstedt & Duphorn, 1974). Naar het noorden worden de terrasniveaus steeds minder duidelijk en in het benedenstroomse deel van de Ems ten noorden van Lathen verdwijnen de terrasniveaus





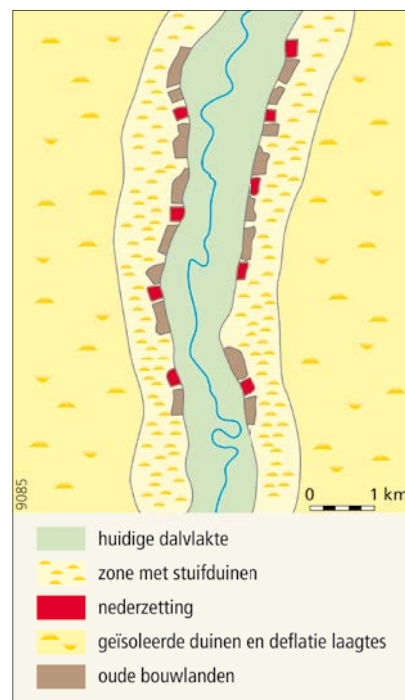
AFBEELDING 6. | *Verbreiding van eolische afzettingen (stuif- en dekzandvlaktes en duinen) in het zuidwestelijk deel van Niedersachsen. Bron: Pyritz, 1972.*

uiteindelijk onder jongere afzettingen ten gevolge van de voortdurende stijging van de zeespiegel (Afb. 5).

Verspreiding van windafzettingen

Zowel in het Emsland als in het Münsterland nemen zandige loess, duin-, dek- en stuifzandafzettingen grote oppervlakken in beslag. De studie van Pyritz (1972) is een compilatie van eerder onderzoek en is het standaardwerk voor eolische fenomenen in Niedersachsen. Door verstuiving van rivierzanden, in het bijzonder van de iets hoger gelegen oeverwal sedimenten, zijn op veel plaatsen kleine rivierduincomplexen ontstaan. Volgens Pyritz (19972) komt meer dan 80% van de landduinen in Niedersachsen voor in de directe nabijheid van rivier- en beekdalen. Afbeelding 6 is een uitsnede van de kaart van Pyritz (1972), waarin hij de verspreiding aangeeft van stuifduinen en dek- en stuifzandvlaktes. Voor de vlak liggende eolische dekken maakt Pyritz (1972) geen onderscheid tussen dekzand en stuifzand, terwijl hij de stuifduinen hoofdzakelijk typeert als 'Jungdünen', oftewel van laat-Holocene ouderdom (Koster, 1982). Wat de eolische dekken aangaat maakt hij een onderscheid tussen 'Flugsand-dekken' en 'Flugsandschleier'. In het laatste geval is de laag met eolisch zand slechts enkele decimeters dik en wat textuur betreft nauwelijks te onderscheiden van de ondergrond. Vooral ter weerszijden van de Ems op het traject Rheine-Lingen-Meppen zijn grote duincomplexen en fraaie stuifduinen ontstaan, voor een deel al van laat-glaciale (Jonge Dryas-tijd) ouderdom. In het Laat-Holocene vond wederom verstuiving op uitgebreide schaal plaats (Castel *et al.*, 1989). Pyritz (1972) koppelt het ontstaan en de verbreiding van de 'Jungdünen' van middeleeuwse en jongere ouderdom langs de Ems aan de plaggenlandbouw en het hoeden van schapen op de heidevelden. Het sterk geschematiseerde patroon van afzettingen langs de Ems in deze regio (Afb. 7) is gebaseerd op de veronderstelde verwantschap tussen jonge, rivierbegeleidende stuifduinen en het nederzettingenpatroon in het 1 à 2 km brede, huidige rivierdal. In de nabij de Ems en haar zijrivieren gelegen duinen is geen uitgesproken oriëntatie van de afzonderlijke duinen en de duinvelden als geheel te herkennen. Hun ligging is kennelijk geheel bepaald door de loop van de rivier. Verder naar het oosten gelegen duinen

vertonen een dominerende oriëntatie, die wijst op transport door (noord) westelijke winden. Dit onderscheid in



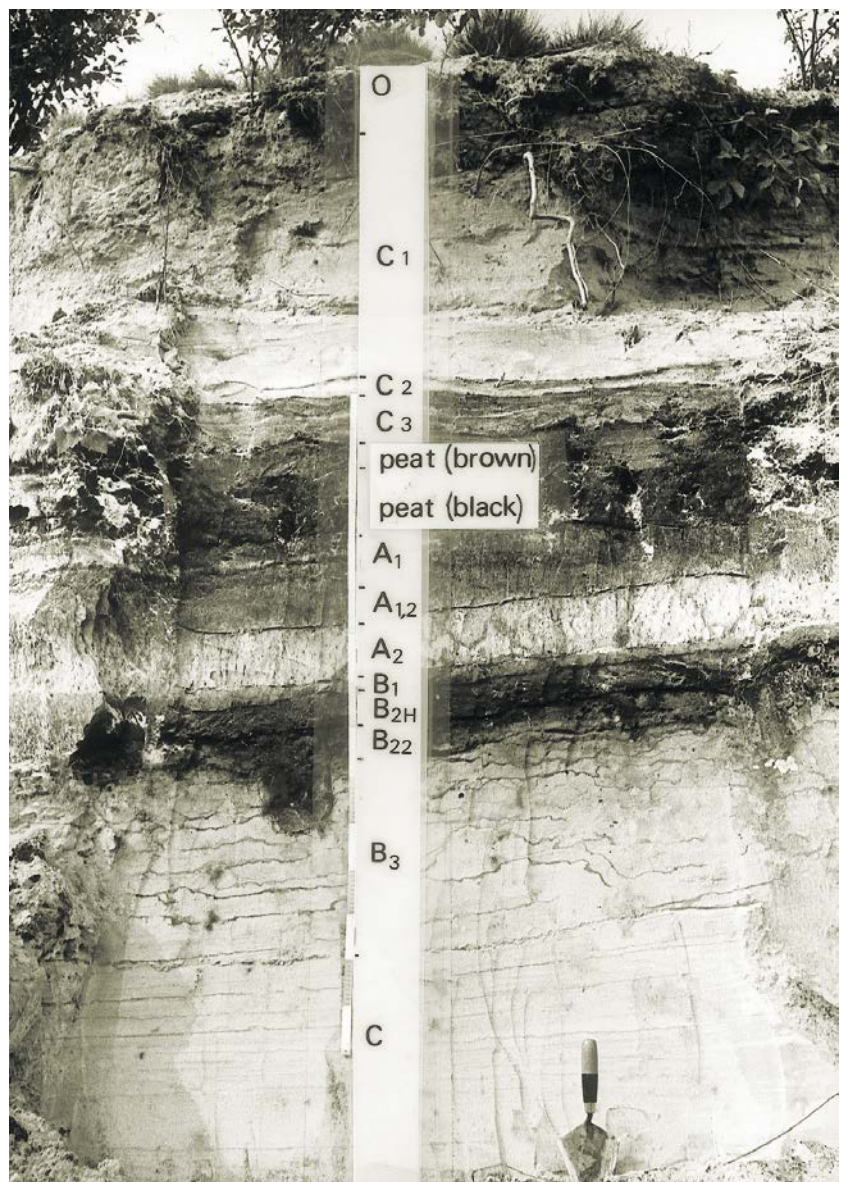
AFBEELDING 7. | *Sterk geschematiseerd patroon van afzettingen in het Emsdal in het traject tussen Lingen en Meppen. Bron: Pyritz, 1972.*



al dan niet herkenbare oriëntatierichtingen geldt overigens voor een groot deel van de Noord-Duitse laagvlakte. De meerderheid van de stuifduinen in het door Pyritz (1972) in detail onderzochte gebied tussen Lingen en Meppen bestaat uit zogenaamde kopjesduinen ('Kuppendünen'). Deze min of meer cirkel- tot ellipsvormige duinen, die ontstaan zijn door het vastlopen van het zand in een verspreid staande vegetatie, bereiken hoogtes van 2-10 m.

Ouderdom van windafzettingen

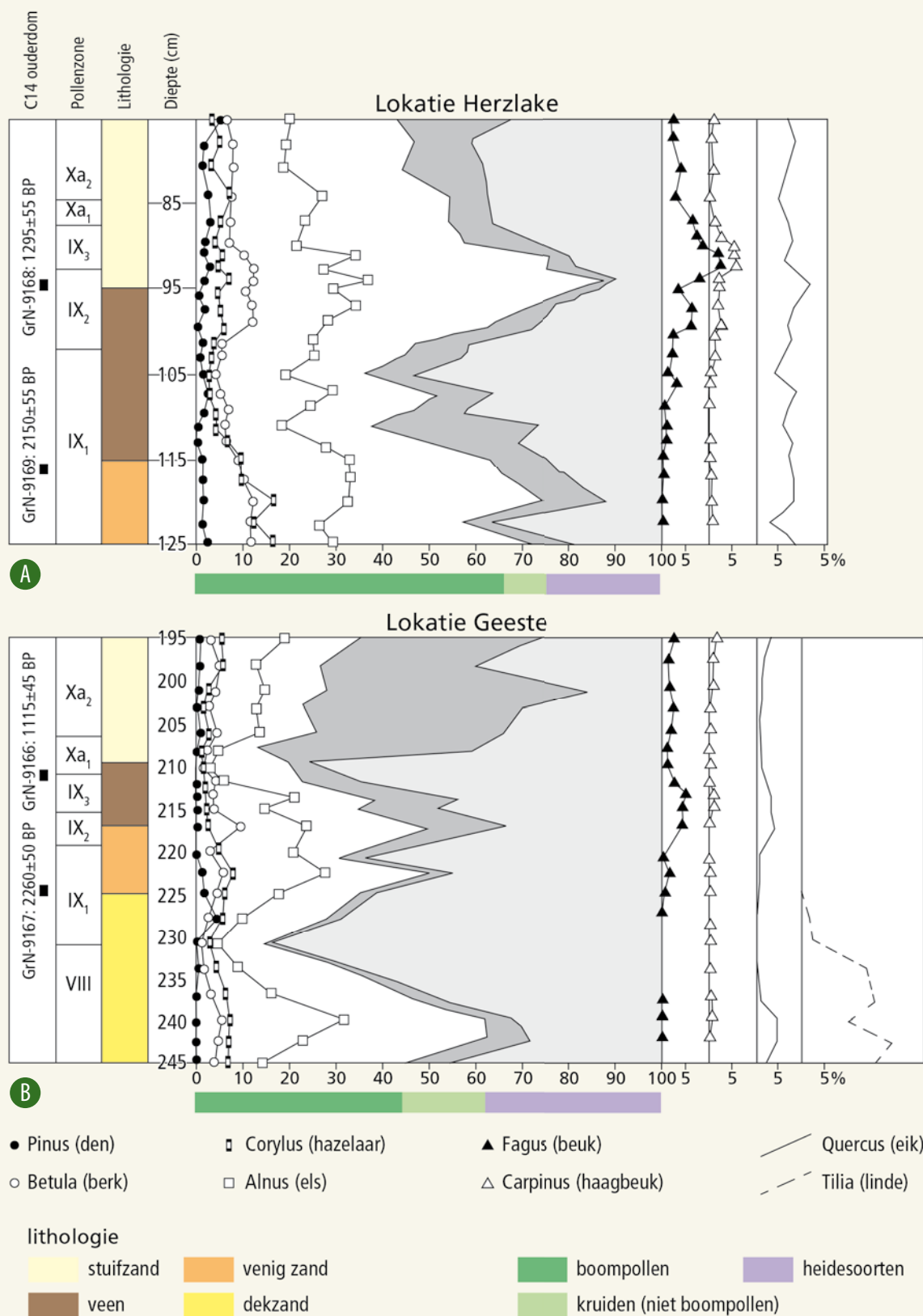
Veelal wordt in de Duitstalige literatuur over dekzandsequenties een chronostratigrafische indeling gevolgd van oudste, oudere en jongere dekzandafzettingen van Pleniglaciale tot Laat-glaciale ouderdom, gescheiden door gidshorizonten van Bølling- en Allerød interstadiale ouderdom. Deze indeling volgt de klassieke indeling, die we in Nederland kennen uit de talloze publicaties van Maarleveld en Van der Hammen. Pyritz (1972) maakt onderscheid tussen 'Altdünen' annex 'Flugdecksanden' van (Laat) Weichsel ouderdom en 'Jungdünen' annex 'Flugsanden' van (laat)Holocene ouderdom. De chrono- en lithostratigrafische en geomorfologische indeling van eolische sedimenten, die Meyer (1981, 1983) hanteert voor het centrale deel van het Emsland, sluit eveneens naadloos aan die van Pyritz (1972) en op de gebruikelijke indeling in Nederland (zie de tabel op pag. 22 in G&H 65/1, 2011 en Koster, 1982). Afbeelding 8 toont het veel voorkomende beeld van een zwak ontwikkelde (micro)podzol (O) in jong stuifzand (C1) op een sterk humeus laagje stuifzand (C2-C3) op een zwart-bruin veenlaagje op een sterk ontwikkeld haarpodzolprofiel (A1-B22) in dekzand (C). Het getoonde profiel is gesitueerd in het midden van een klein overstoven ven in een depressie in dekzand (40 m in diameter) en het profiel is ca. 2 m hoog. Het veenlaagje is gedateerd op een ouderdom tussen 2.150 ± 55 BP en 1.295 ± 55 BP (Afb. 9A), dus ergens tussen Vroeg-Romeins en vroege Middeleeuwen. Een soortgelijke situatie is bemonsterd in een even klein overstoven vennetje in het Geester Sand (Afb. 9B). De inschakeling van *Sphagnum-Eriophorum* veen tussen het dekzand en stuifzand is in dit geval gedateerd op een vergelijkbare ouderdom tussen 2.260 ± 50 BP en 1.115



AFBEELDING 8. | Profielkuil met Laatmiddeleeuws stuifzand op dunne veenlaag (ouderdom ca 2150-1300 BP) op volledig ontwikkelde humuspodzol in laat-glaciaal dekzand, locatie Herzlake. Bron: Castel et al., 1989). Foto: auteur.

± 45 BP. Hierbij moet overigens wel bedacht worden dat deze (conventionele) dateringen gebaseerd zijn op bulkmonsters van de veenlaagjes, die zoals later vaak is gebleken niet erg nauwkeurig zijn. Opmerkelijk in beide profielen zijn de voortdurend hoge percentages *Ericaceae* niettegenstaande de sterke schommelingen in de percentages boompollen versus kruiden en *Ericaceae*. De toename in de percentages beuk (*Fagus*) en haagbeuk (*Carpinus*) in beide diagrammen in de periode van veengroei en kort daarna betekenen, dat er sprake moet zijn geweest van flinke open plekken in het landschap. Hierbij kan ook gedacht worden aan het verlaten van akkerland en het vervolgens immigreren van bos. Op grond van de hierboven beschreven profielen, van eveneens gedateerde overstoven vennen in Midden-Nederland en Zuid-Jutland en van soortgelijke waarnemingen in andere Nederlandse, Duitse en Deense stuifzandgebieden kwamen Castel et al. (1989) tot de conclusie, dat alhoewel eerdere lokale verstuiving van materiaal ongetwijfeld voorkwamen, de hoofdmoot van het transport en afzetting van stuifzanden plaats vond vanaf het begin van de Late Middeleeuwen (10de – 12de eeuw) als gevolg van menselijke ingrepen in het landschap. In veel Noordwest-Europese gebieden, zoals ook in delen van Nedersachsen, vond de fase van maximale verstuiving overigens nog recenter, namelijk in de 17de- begin 19de eeuw plaats (Pyritz, 1972; Meyer, 1981).





AFBEELDING 9. | Vereenvoudigde pollendiagrammen van overstoven veenlaagjes op podzolprofielen op dekzand.
A. Locatie Herzlake. B. Locatie Geester Sand. Bron: Castel et al., 1989.

Afgezien van de hiervoor beschreven verstuivingsfasen in het Laat-Subatlanticum worden er sinds een paar jaar steeds meer aanwijzingen gevonden dat er gedurende de loop van het Holocene meerdere fasen van verstuiving zijn opgetreden. Vooral dankzij nieuwe dateringstechnieken, zoals OSL (Optisch geStimuleerde

Luminescentie) bepalingen, aan zandige windafzettingen zijn verstuivingsfasen in de 'European Eolian Sand Belt' uit het Midden-Atlanticum





AFBEELDING 10. | *Micropodzol en dubbele podzol in stuifzand resp. dekzand in het Geester Sand. Locatie ca 10 km ten zuiden van Meppen. Foto: auteur.*



AFBEELDING 11. | *Opeenvolging van bodemprofielen in een Holocene stuifduin in het Varloher Sand, locatie ca. 6 km ten zuiden van Meppen. Foto: auteur.*

(ca 6.500 BP), Onder-Subboreaal (ca 5.000 BP) en Midden-Subboreaal (Laatneolithicum, ca. 4.000 BP) vastgesteld (Tolksdorf & Kaiser, 2012). Naast deze oudere verstuiwingen hebben deze onderzoekers eveneens indicaties gevonden voor zandverstuiwingen in Noord-Duitsland omstreeks 1800, 900 en 680 jaar geleden, gebaseerd op clusters van luminescentie ouderdommen. Hun conclusie luidt dan ook dat al voor de aanvang van het Neolithicum, toen de mens steeds meer invloed uitoefende op de ontwikkeling van het landschap, zandverstuiwingen voorkwamen kennelijk louter veroorzaakt door natuurlijke processen. Deze conclusie werd bevestigd door Sevink *et al.* (2013) in hun analyse van opeenvolgende, overstoven podzolen in stuifzanden in het Laarder Wasmeren gebied bij Hilversum. Een in eerste instantie relatief geringe en lokale influx van stuifzand omstreeks 4.500 BP werd gevolgd door een regionale influx van stuifzand omstreeks 3.000 BP, terwijl de omvangrijkste stuifzand-depositie tenslotte plaats vond vanaf de 14de – 15de eeuw.

Ook in de stuifzanden in het Emsland, in het bijzonder in de stuifzandcomplexen ter weerszijden van de



AFBEELDING 12. | *Rokende akkers in het Dalumer Großes Feld nabij Lingen, opname 21 augustus 1980 bij windkracht 7. Foto: auteur.*

Ems, heb ik diverse malen dubbele en zelfs driedubbele, volledig ontwikkelde podzolen boven elkaar aangetroffen. Voorbeelden hiervan staan in de Afbeeldingen 10 en 11. Alhoewel ik niet over dateringen beschik van de getoonde profielen, is wel duidelijk dat ook in het Emsland sprake is van meerdere verstuiwingsfasen van ruim voor de maximale, Middeleeuwse of latere periode van zandverstuiwing. Dubbele en ook driedubbele podzolen boven elkaar heb ik in de loop van de jaren eveneens in 't Gooi, op de Veluwe en in Drentse en Noord-Brabantse stuifzandterreinen waargenomen. Dit betekent dat het klassieke beeld van Laat-Middeleeuwse tot nog recentere (17de – 19de eeuwse) verstuiwingen van Pyritz (1972), Meyer (1981), Koster (1982), Castel *et al.* (1989) en anderen zeker aanvulling verdient.



Tot slot, het is een wonderlijke contradictie dat enerzijds actieve verstuiving in stuifzandgebieden op diverse plaatsen in het kader van natuurontwikkelingsprojecten bevorderd wordt (zie Riksen, 2006; Koster, 2009), terwijl anderzijds recente winderosie ook in Noordwest-Europese landen nog bestreden moet worden. Verstuiving van zand op braakliggende akkers (Afb. 12) vormt nog steeds een regelmatig terugkerend probleem in gebieden als het Breckland district in East Anglia en in veenkoloniale ontginningsgronden in Noordoost-Nederland, Niedersachsen en Jutland.

Dankwoord

De auteur bedankt drs. Ton Markus (Geo-Media, UU) voor het wederom vervaardigen van de afbeeldingen.

¹ Dit artikel sluit aan op de bespreking van 'Ijstijdrelicten in Ems- en Münsterland' in G&H 2016, 70/3, pp. 55-63.

² Het midden- en bovenstroomse gedeelte van het Emsland wordt bovendien gekenmerkt door uitgestrekte, al dan niet in cultuur gebrachte, hoogveengebieden. Een bespreking hiervan valt echter buiten het bestek van dit artikel.

³ Het is opmerkelijk in afbeelding 3 dat de breuken niet doorgetekend zijn in de Kwartaire sedimenten alhoewel Meyer et al. (1977) wel vermelden dat breuktektoniek waarschijnlijk doorging in het Kwartair. Mogelijk ligt dit aan het feit dat kleine breuken in de los gestapelde rivierafzettingen niet gemakkelijk te zien zijn.

⁴ De 'Talaue' is het tussen hoog- en laagwater-niveau gelegen deel van een riviervlakte.

LITERATUUR

- Castel, I., E. Koster & R. Slotboom, 1989. *Morphogenetic aspects and age of Late Holocene eolian drift sands in Northwest Europe*. *Zeitschrift für Geomorphologie* 33/1, pp. 1-26.
- Klostermann, J., 1995. *Nordrhein-Westfalen*. In: Benda, L. (herausg.) *Das Quartär Deutschlands*. Bornträger, Berlin, pp. 59-94.
- Koster, E.A. 1982. *Terminology and lithostratigraphic division of (surficial) sandy eolian deposits in The Netherlands: an evaluation*. *Geologie en Mijnbouw* 61/2, pp. 121-129.
- Koster, E.A. 2009. *The "European Aeolian Sand Belt": Geoconservation of drift sand landscapes*. *Geoheritage* 1/2-4, pp. 93-110.
- Meyer, H.H. 1981. *Zur klimastratigraphischer und morphogenetischen Auswertbarkeit von Flugdecksandprofilen im Norddeutschen Altmoränengebiet - Erläutert an Beispielen aus der Kellenberg-Endmoräne (Landkreis Diepholz)*. In: Liedtke, H. (herausgeb.) *Beiträge zur Glazialmorphologie und zum periglaziären Formenschatz*. F. Schöningh, Paderborn, pp. 21-30.
- Meyer, H.H. 1983. *Untersuchungen zur Landschaftsentwicklung des Stauchendmoränenzuges Kellenberg-Hoher Sühn (Landkreis Diepholz, Rehburger Eisrandlage)*. *Jahrb. der Geogr. Ges. zu Hannover*, 271 pp.
- Meyer, K-D, F. Schmid, & J. Wolburg et al., 1977. *Geologische Karte von Niedersachsen 1:25 000*. Erläuterungen zu Blatt Salzbergen Nr. 3610. Hannover, 111 pp.
- Pyritz, E. 1972. *Binnendünen und Flugsandebenen im Niedersächsischen Tiefland*. *Göttinger Geographische Abhandlungen Heft 61*, 153 pp.
- Riksen, J.P.M. 2006. *Wind Born(e) Landscapes: The role of wind erosion in agricultural land management and nature development*. Proefschrift Wageningen Universiteit, 233 pp.
- Sevink, J., E.A. Koster, B. van Geel & J. Wallinga, 2013. *Drift sands, lakes, and soils: the multiphase Holocene history of the Laarder Wasmeren area near Hilversum, the Netherlands*. *Netherlands Journal of Geosciences – Geologie en Mijnbouw* 92/4, pp. 243-266.
- Thiermann, A. 1974. *Zur Flussgeschichte der Ems Nordwestdeutschland*. In: Macar, P. (red.) *Centenaire de la Société Géologique de Belgique. L'évolution Quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord Méridionale*, Société Géologique de Belgique, Liège, pp. 35-51.
- Tolksdorf, J.F. & K. Kaiser, 2012. *Holocene aeolian dynamics in the European sand-belt as indicated by geochronological data*. *Boreas* 41, pp. 408-421.
- Woldstedt, P. & K. Duphorn, 1974. *Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter*. Koehler Verlag Stuttgart, 500 pp.

Discussie over de Hondsrug ijsstroom duurt voort

Kort geleden werd ik gewezen op enkele interessante publicaties over de dynamiek en de sedimentaire gevolgen van het optreden van ijsstromen ('ice streams') gedurende de Saale-ijstijd in Niedersachsen (Meyer, 2016 en Roland, 2016). Deze studies werpen weer een ander licht op de theoretische discussies over het ontstaan en de geomorfologische gesteldheid van de Hondsrug als gevolg van een ijsstroom gedurende het latere deel van het Drenthe Stadiaal van de Saale-ijstijd. De meest algemene definitie van een ijsstroom is: 'a current of ice in an ice sheet or ice cap that flows more rapidly than the surrounding ice'. Er bestaat een duidelijk verschil in sedimenttransport door ijsstromen en door gletsjers. In tegenstelling tot gletsjers vindt het overgrote deel van het sedimenttransport intraglaciaal en veelal over grote afstanden plaats.

In mijn artikel over Ijstijdrelicten in Ems- en Münsterland (G&H 70/3, 2016) heb ik in navolging van Van den Berg & Beets (1987), Rappol et al. (1991) en

andere Nederlandse Kwartairgeologen de theorie aangehaald, die de NNW-ZZO oriëntatie van de Hondsrug toeschrijft aan het optreden van een snel bewegende ijsstroom. De aan het oppervlak nog herkenbare langgestrekte ruggen in het Hondsruggebied worden in dit verband geïnterpreteerd als, in de bewegingsrichting van het ijs gestroomlijnde, subglaciale erosievormen, zogenaamde 'megafutes'. Tevens wordt verondersteld dat de Münsterland ijslob een voortzetting vormde van deze ijsstroom (zie afb. 8 op pag. 59).



In recente publicaties wordt de catastrofale afwatering van de door de Münsterland ijslob afgedamde meren tijdens deglaciatie tegen het einde van het Drenthe Stadiaal (160.000 à 150.000 jaar geleden) met gedetailleerde terreinanalyses onderbouwd (Meinsen *et al.*, 2011 en Winseman *et al.*, 2016). Vervolgens suggereren deze auteurs dat ‘the Hondsrug ice stream may have been enhanced or even triggered by the formation and outburst of glacial lakes in the Münsterland Embayment’. ‘The associated removal of ice may have led to a rapid draw-down of ice triggering fast ice flow’, oftewel tot het optreden van een snel bewegende ijsstroom. Verondersteld wordt dat deze laatste, dunne ijsbedekking in het Münsterland Bekken vervolgens weer relatief snel verdween. Er zijn weliswaar overtuigende bewijzen gepresenteerd voor de maximale begrenzing van het Saalelandijs in het Münsterland Bekken en voor de snelle uitstroom van gigantische hoeveelheden smeltwater op de flanken van het Rheinische Schiefergebirge en het Teuto-burger Wald tijdens deglaciatie, maar de relatie met de Hondsrugijsstroom blijft hypothetisch.

Meyer (2016) behandelt, op basis van vele decennia karteerarbeid, de verspreiding van roodbruine, kleirijke, kalkhoudende, vuursteenarme keileem in Niedersachsen, in Nederland ook bekend staand als ‘schollen’keileem. Het gebied met roodbruine keileem omvat een tot 70 km lange O-W georiënteerde en ca. 15 km brede zone, die loopt direct ten noorden van de Rehburger stuwwallenreeks en die reikt van de Hunte in het oosten tot aan de Ems in het westen. Dit verspreidingsgebied vindt zijn voortzetting in geïsoleerde voorkomens in Oost- en Noord-Nederland. Aangezien de roodbruine keileem meestal scherp begrensd wordt van de onderliggende grijsbruine (‘normale’) keileem en bovendien geen kenmerken vertoont van een grondmorene, wordt aangenomen dat de keileem vooral intraglaciaal getransporteerd is. Dit gegeven versterkt de gedachte dat de O-W georiënteerde keileemzone in Niedersachsen het resultaat is van een tamelijk smalle, snel stromende ijsstroom. De gesteentesamenstelling wijst zondermeer op een Oost-Baltische herkomst en Meyer (2016) is er eveneens van overtuigd dat de trans-

portrichting van dit materiaal van oost naar west heeft plaats gevonden. Meyer (2016) komt vervolgens op grond van bovenstaande overwegingen tot een opmerkelijke reconstructie van ijsstroomrichtingen (Afb. 13), die voor zover die het Hondsrug gebied betreft, diametraal tegenover de in Nederland gangbare theorie staat.

Het doel van deze aanvulling op mijn artikel over ijsstroomrechten in het Ems- en Münsterland is slechts om duidelijk te maken dat de al vanaf het begin van de vorige eeuw gevoerde discussie over de ontstaansgeschiedenis van de Hondsrug nog niet gesloten is.



AFBEELDING 13. | Stroomrichting van hypothetische ijsstromen in Niedersachsen en aangrenzende gebieden. De roodbruine pijlen geven de bewegingsrichtingen aan gedurende het Drenthe Stadiaal met aftakkingen naar het NW, W en ZW.
Bron: Meyer, 2016.

LITERATUUR

- Meyer, K-D., 2016. Die ostbaltische roten Geschiebemergel in Norddeutschland – Ablagerungen von Eisströmen? In: Meyer, K-D. & Roland N.W. Eisströme – Dynamik und Sedimente. An Beispielen der Quartärs von Norddeutschland. Geologisches Jahrbuch Reihe A, Heft 161, pp. 8-85.
- Roland, N.W., 2016. Das Fließverhalten rezenter antarktischer Eisströme. In: Meyer, K-D. & Roland N.W. Eisströme – Dynamik und Sedimente. An Beispielen der Quartärs von Norddeutschland. Geologisches Jahrbuch Reihe A, Heft 161, pp. 88-111.
- Winseman, J., P. Alho, L. Laamanen, N. Goseberg, J. Lang & J. Klostermann, 2016. Flow dynamics, sedimentation and erosion of glacial lake outburst floods along the Middle Pleistocene Scandinavian Ice Sheet (northern central Europe. Boreas 45, pp. 260–283.

Voor de overige aangehaalde literatuur wordt verwezen naar de literatuurlijst in G&H 70/3 (2016).

