

Permafrost in Nederland:

sporen van vroegere aanwezigheid in sediment en landschap

door Jef Vandenberghe
jef.vandenberghe@vu.nl

Misschien een wat onverwachte titel in tijden waarin vooral sprake is van een opwarmende aarde. Maar daarbij valt te bedenken dat slechts zo'n 18.000 jaar geleden de bodem permanent bevroren was in Nederland en dat we in de toekomst weer naar gelijkwaardige condities zullen evolueren ten gevolge van de bewegingen van de aarde rondom de zon, ook al duurt dat nog wel even. De aanwezigheid van permafrost heeft vanzelfsprekend een enorme invloed uitgeoefend op de samenstelling van het vegetatiedek en de levensomstandigheden van mens en dier, maar ook op de ontwikkeling en het uiterlijk van ons huidige landschap. Denken we maar aan de brede vlakten van onze rivieren en beekdalen met hun vlechtende patronen en grindige sedimentaanvoer, het opwaaien en weer neerzetten van zand en löss door de wind, het boetsen van hellingen en dalvlakten door afstromend smeltwater en afglijdingen op de bevroren ondergrond en het ontstaan van dooimeren ten gevolge van afsmeltende ijslenzen in de ondergrond. Aan de meeste van die effecten is tijdens de Holocene opwarming niet veel veranderd en daarom kunnen we stellen dat het huidige Nederlandse landschap goeddeels een overgeërfd resultaat is van de processen die zich tijdens de laatste ijstijd hebben afgespeeld. De definitie van permafrost, een ondergrond waarin de temperatuur niet boven 0° Celsius uitkomt gedurende minstens twee opeenvolgende jaren, geeft ook meteen een hint naar klimaatcondities. De evolutie van opstart, aanwezigheid en verdwijning van permafrost geeft aanwijzingen over het klimaatverloop, voornamelijk de temperatuur, tijdens die opeenvolging. Ondanks het feit dat ook andere factoren dan temperatuur de aanwezigheid van permafrost lokaal bepalen, zoals bodemgesteldheid, dichtheid en aard van de vegetatiebedekking en dikte van het sneeuwdek, wordt de ruimtelijke verbreiding van permafrost toch voornamelijk bepaald door het verloop van de atmosferische temperatuur. Door temperatuurgegevens te combineren met veldobservaties van permafrostaanwezigheid in de huidige koude gebieden kan men die relaties kwantificeren binnen de genoemde marges van lokale omstandigheden (aannemende dat de condities in huidige permafrostgebieden getransponeerd kunnen worden op voormalige permafrostgebieden, zoals Nederland). Heel interessant wordt het dan om, door gebruik te maken van deze hedendaagse analogen, af te leiden welke temperaturen er in het geologisch verleden geheerst hebben in gebieden waar permafrost aanwezig was. Om hierover een wat concretere indicatie te geven: men heeft gevonden dat in Europa (binnen bepaalde onzekerheidsgrenzen van zo'n +/- 2°C) in de meest ongunstige omstandigheden voor permafrostontwikkeling (grofkorrelige bodem, geen vegetatiedek, dik sneeuwdek) een gemiddelde jaarlijkse luchttemperatuur nodig is beneden de -8°C, terwijl in gunstiger omstandigheden voor permafrostontwikkeling (fijnkorrelige bodem, vegetatiedek aanwezig, geen sneeuwbedekking) een gemiddelde jaarlijkse luchttemperatuur beneden de -2° à -4°C al voldoende kan zijn.

Uit het voorgaande blijkt dus dat zowel voor het begrijpen van de processen die ons landschap gevormd hebben als voor reconstructies van temperatuur en temperatuurverloop in het verleden in toenmalig koude (periglaciaire) gebieden permafrostindicatoren van groot nut zijn. Daarmee komen we tot de kern van deze bijdrage: hoe kan men het bestaan van een vroegere permafrost herkennen in sedimenten of landvormen? Het moeten verschijnselen zijn die zowel indicatief zijn voor permafrost als voldoende spoor hebben nagelaten in de bodem of de

morfologie. Restanten van permafrostindicatoren in Nederland zijn bekend uit meerdere glaciële periodes van het Pleistoceen. De oudst bekende aanwijzingen dateren uit het Tigliën. Van de vormen die duiden op permafrost in het verleden en die we in het huidige landschap nog kunnen herkennen, bespreken we hierna achtereenvolgens: polygonale netwerken, cryoturbaties en vorstheuvels.

Polygonale netwerken van ijswigstructuren

De meest diagnostische en bekende fenomenen die uitsluitend in permafrost voorkomen zijn ijswigen. Deze ontstaan als krimp-scheuren in een polygonaal (veelhoekig) patroon als gevolg van een snelle afkoeling van de bevroren, broze ondergrond tijdens de winter. Water dat tijdens de zomer in de permanent bevroren ondergrond terecht komt, bevriest natuurlijk (dus niet in de jaarlijkse dooilaag!) zodat een wig van ijs ontstaat in de eerder ontstane spleet. Door herhaling van dit proces ver-



Afb. 1. Hedendaagse ijswig in Siberië (Aldan-vallei). Let op de verticale gelaagdheid van het ijs in de wig, ontstaan als gevolg van de pulsgewijze laterale aangroei.



Afb. 2. Hexagonaal netwerk van huidige ijswipolygonen in Noordwest-Canada (Mackenzie-delta) tijdens de zomer. Let op de depressies gevuld met water boven de wiggen en de 'schouders' aan de kanten van de wiggen. Ten gevolge van het micro-reliëf is de polygoon (diameter c. 20-25 m) in zijn centrale gedeelte iets lager gelegen dan de schouders bij de wig en staat het in vele gevallen dan ook onder water.



Afb. 3. Opstuwingsstructuren naast een ijswig in Siberië (Aldan-vallei; dezelfde locatie als in afb. 1).

terwijl de diepte van de krimp-scheuren meestal niet meer dan enkele m bedraagt, afhankelijk van afkoeling en lithologie. Vanuit de lucht vormen ijswipolygonen schitterende polygoon doordat ter plekke van het ijs in de wig zich een kleine inzakking voordoet. Deze inzakking is herkenbaar doordat er in de zomer water in staat of er een vochtminnende vegetatie in ontwikkeld is (afb. 2).

Het sediment naast de wig wordt bovendien lateraal weggedrukt door het ijs in de wig. Dat wegduwen kan door de niet-samendrukbaarheid van de meeste sedimenten alleen in opwaartse richting gebeuren, met als resultaat het verschijnen van 'opstuwingsstructuren' in het sediment (afb. 3). Aan het oppervlak manifesteert dit fenomeen zich door de vorming van een kleine verhoging ('schouder') aan beide randen van de wig (afb. 2).

Ten behoeve van permafrostreconstructies hebben ijswipolygonen de gelukkige eigenschap dat, als eenmaal de permafrost en dus ook het ijs in de wig verdwenen zijn, de holle ruimte die door het ijs is achtergelaten, opgevuld wordt met sedimenten die vanaf de zijanten en vanaf de dooilaag boven de permafrost in de wig gegleden of gevallen zijn. Op die manier zijn de voormalige

breedt de wig zich telkens. De breedte van ijswipolygonen bedraagt na enkele tientallen jaren gewoonlijk een aantal decimeter tot soms zelfs een paar meter (afb. 1). Theoretisch worden hexagonale (zeshoekige) polygoon gevormd in homogene grond, terwijl een orthogonaal (rechthoekig) patroon kenmerkend is voor een ondergrond met lateraal ongelijkmatige krimp-snelheden, bijvoorbeeld in de randzone van uitdrogende meren. De diameter van de polygoon ligt meestal tussen de 5 en 20 m,



Afb. 4. Ijswipseudomorf in grindsubstraat uit het Saalien (4A: Leipzig, Duitsland) en in fijn zand (4B: Holt, Duits-Belgisch grensgebied). Let op de opvulling zowel vanaf de zijkant (uitwendige zone) als vanaf de bovenkant (interne zone).



A



B

Afb. 5A. Ijswigpseudomorf in löss (Kesselt, Belgisch-Nederlands grensgebied). Geen inzakkingsstructuren vanaf de zijkant aanwezig. Ouderdom: Weichselien. 5B: Opstuwingsstructuur aan de rand van een ijswigpseudomorf (dezelfde locatie als 5A).

ijswiggen gefossiliseerd tot 'ijswigpseudomorfen' (ice-wedge casts). (De term 'vorstwig' vermijd ik liever omdat dit begrip een allegaartje is van allerlei verschillende vormen van scheuren die veroorzaakt worden door verschillende processen en onder verschillende condities.)

In niet-cohesieve sedimenten (bijvoorbeeld zand en grind) bestaat de opvulling van de wig steeds uit twee delen (afb. 4). Het uitwendige gedeelte bestaat uit bloksgewijze verzakkingen van sediment vanuit de zijkanten van de wig, voornamelijk langs afglijdingsbreukjes. Het geeft wel het beeld van een 'mini-slenkje'. Logisch, als men bedenkt dat we na het smelten van het ijs in feite een situatie van rek hebben. Vroeger heeft men wel eens gedacht dat voor dit inzakkingsproces de bodem nog bevroren moest zijn, maar dat blijkt niet het geval te zijn.

In cohesieve sedimenten (bijvoorbeeld löss of klei) ontbreekt het uitwendige gedeelte veelal omdat de flanken van de wig stabiel blijven tijdens de dooi van het ijs en de oorspronkelijke wigvorm dus ook vrijwel intact blijft (afb. 5). Het inwendige gedeelte bestaat uit verticaal gelamineerde sedimenten die van bovenaf in de holte gevloeid of gegleden zijn. De hele structuur is door de verzakkingen in het uitwendige gedeelte, waar aanwezig, aanmerkelijk breder dan de oorspronkelijke ijswig.

Uit deze beschrijving valt wel te concluderen dat ijswigpseudomorfen in ontsluiting gemakkelijk te herkennen zijn. Let wel op bij landschapsreconstructie en datering dat de bovenkant van de ijswigpseudomorf de bovenkant aangeeft van de toenmalige

permanent bevroren ondergrond ofwel de onderkant van de jaarlijkse dooilaag, en dus niet het oorspronkelijke maaiveld.

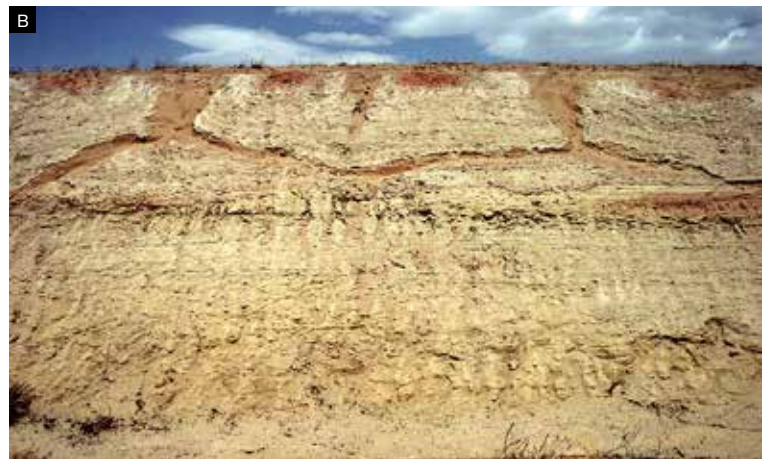
Polygonale netwerken van zandwigstructuren

Zandwigen zijn eigenlijk een variant van de hierboven beschreven ijswiggen en komen uitsluitend in permafrostgebieden voor. Aanvankelijk ontstaan ze, net als ijswiggen, als krimp-scheuren in een veelhoekig netwerk (afb. 6). Anders dan bij de vorming van ijswiggen gebeurt dit in zeer droge gebieden, zodat er tijdens



A

Afb. 6A. Zandwig (Binnen-Mongolië, China) in grind substraat: verticale sectie van één wig. 6B. Een combinatie van polygoon en verticale wig op een schuin hellende intersectie van 45° (dezelfde locatie). Ouderdom: Weichselien.



B



Afb. 7. Zandwig met duidelijke verticale laminatie in de wigopvulling en verticale opstuwingsstructuur in het omgevende sediment dat bestaat uit fluvio-glaciaal sediment uit het Saalien (Vennebrügge, Duits-Belgisch grensgebied).

de zomer geen water door-dringt vanaf het maaiveld tot in de wig en er dus ook geen ijsvorming plaatsvindt in de wig. Juist door die droge condities is er aan het maaiveld echter sprake van een sterke eolische activiteit, die resulteert in typische zandverstuivingen. Het zand komt ook terecht in de

krimpscheur, vandaar de naam 'zandwig'. Dit proces kan zich elk jaar weer opnieuw voordoen en daardoor ontstaat een serie van verticale laagjes in de wig (afb. 7).

Naast een aantal gelijkenissen van vormingsproces en uiterlijk tussen pseudomorfen van ijs- en zandwigen, zijn er ook een aantal duidelijke verschillen. Aangezien er geen ijs in de zandwig voorkomt zijn er ook geen vervormingsstructuren die veroorzaakt worden door ijssmelt, waardoor de zandwig ook na het verdwijnen van de permafrost zijn oorspronkelijk uiterlijk behoudt en we dus ook niet spreken van zandwigpseudomorfen. De afwezigheid van verzakkingen rondom de zandwig heeft bovendien tot gevolg dat er geen uitwendige zone ontstaat, en dus ook geen slenkachtige inzakkingen. Op de tweede plaats worden de vervormingen die ontstaan door laterale druk in het omringende sediment van de zandwig bewaard (afb. 7). Bij de ijswigpseudomorfen zijn deze fenomenen meestal verdwenen bij het smelten van het ijs en de daarmee gepaard gaande verzakkingen, maar bij de zandwigen blijven ze doorgaans bewaard, simpelweg omdat er geen verzakkingen plaats vinden. Ten slotte gaan de zandwigen wél door tot aan het maaiveld. Bij de ijswig kan geen ijs de zomer overleven in de seizoenale dooilaag en dus is de wig beperkt tot de zone onder de opdooilaag. Bij de zandwig geldt die restrictie echter niet aangezien er geen ijsvorming is in de wig.

Cryoturbaties

Naast de hierboven beschreven wigstructuren zijn ook cryoturbaties een zeer opvallend verschijnsel in sedimentseries daterend uit glaciële periodes. Cryoturbaties zijn sedimentaire vervormingen die worden veroorzaakt door vorst en/of dooi (de term is oorspronkelijk gedefinieerd door Edelman et al. in 1936). Niet alle cryoturbaties zijn echter aanwijzingen voor permafrost. Bepaalde cryoturbaties zijn ontstaan door ongelijkmatige druk veroorzaakt door het ongelijkmatig indringen van de vorst in het sediment of door lokale liquefactie ('verpapping' door oververzadiging van het sediment met water) als gevolg van het ontdooien van lokale ijslenzen. Wij beperken ons hier tot groot-schalige cryoturbaties die wel degelijk permafrost vereisen (afb. 8). Eigenlijk moet dit meteen genuanceerd worden omdat de bedoelde cryoturbaties geen direct gevolg zijn van bevroering, zoals de wigstructuren, maar ontstaan zijn door het ontdooien



Afb. 9. Mega-cryoturbaties (4 m amplitude) in fluviaatle sedimenten van grind bedekt met alluviale leem (Weichselien). Let op het grind in de opwelling dat verticaal gesteld is (Menuyuan, China).



Afb. 8 (A en B). Cryoturbaties waarbij dekzand uit het Weichselien ingezakt is in Tiglien-klei. Let op de horizontale onderkant van het ingezakte zand (A) en de constante diepte van de inzakkingen (B) (Meerle, Belgisch-Nederlands grensgebied).



Afb. 10. Huidige thermokarstmeren in Siberië (Lena-vallei).

van de permafrost. Strikt genomen wijzen ze dus op het bestaan van een voorafgaande permafrost. Dit type cryoturbaties wordt gekenmerkt door een uitgestrekte aaneenschakeling van een serie elkaar afwisselende, redelijk symmetrische inzakkings- en opwelvingen met een constante, relatief grote amplitude. Wij houden een amplitude van minimum 60 cm aan, maar uitzonderlijk wordt wel een amplitude van 4 m aangetroffen (afb. 9). Ook kenmerkend is dat dit type cryoturbaties in alle soorten sedimenten en sedimentopenvolgingen voorkomt.

Het exacte proces waardoor de betreffende cryoturbaties ontstaan zijn is loading, wat inhoudt dat relatief zwaar sediment door gravitatie inzakt in relatief lichter materiaal en het lichtere materiaal ter compensatie opwelt in diapierachtige structuren. Voor het optreden van dit proces moet er sprake zijn van een dichtheidsverschil én een geringe wrijving tussen de op- en neerwaarts bewegende sedimenten. In de huidige condities is aan geen van beide voorwaarden voldaan: dichtheidsmetingen aan meerdere soorten losse sedimenten laten geen wezenlijke, noch systematische verschillen zien en alle losse sedimenten (behalve natte kleien) hebben hoge wrijvingscoëfficiënten. Tijdens het van bovenaf ontdooien van een permafrost verandert de situatie echter compleet. In de loop van zijn bestaan is de bovenkant van de permafrost voorzien van een groot volume aan ijs, bijvoorbeeld in wiggen en lenzen. Tijdens het ontdooien van de permafrost is er vaak een slechte drainage van dat smeltwater, dat onder meer wordt opgehouden door de nog aanwezige diepere bevroren ondergrond. Het volume aan smeltwater aan de onderkant van het ontdooide sediment is groter dan het normale poriënvolume van het sediment, zodanig dat de sedimentkorrels van elkaar weggedrukt worden en het sedimentlichaam dus vloeibaar (liquefact) wordt en hierdoor ook lichter (want de plaats van sedimentkorrels wordt ingenomen door het lichtere water). Het resultaat is dat een zogenaamde omgekeerde densiteitsgradiënt ontstaat (zwaar bovenop licht sediment) en de wrijving bijna compleet wegvalt (het onderste sediment gedraagt zich als een vloeistof). Op dat moment is wél aan beide vereisten voor loading voldaan en is het ontdooide sediment rijp voor 'periglaciale loading'. Oververzadiging aan smeltwater, dat nodig is voor het proces van loading, kan in losse sedimenten (die in natuurlijke omstandigheden duidelijk waterdoorlatend zijn) alleen ontstaan boven een ondoorlatend oppervlak. Dat oppervlak wordt vertegenwoordigd door de bovenkant van de nog niet ontdooide permafrost. Het bestaan hiervan wordt overtuigend bevestigd door de vaak horizontale onderkant van de inzakkende gedeelten van de cryoturbaties en hun constante diepte over grote afstanden (afb. 8). Concluderend zijn dit type cryoturbaties dus een goede indicatie voor het degraderen van permafrost en dus ook voor het bestaan van een voorafgaande permafrost.

Dooimeren ten gevolge van smeltende ijslenzen

Door meerdere processen worden in de ondergrond ijslenzen gevormd. Bij permafrostdegradatie ontstaan dooimeren ter plekke van de verdwenen ijslenzen (zogenoeten 'thermokarstmeren', zie afb. 10). Wanneer ijslenzen zich over een periode van meerdere jaren ontwikkelen, dus in een permanent bevroren ondergrond, kunnen zij een zodanige omvang bereiken dat zij aangrenzend sediment zijwaarts of opwaarts wegdrücken of verplaatsen. Hierdoor ontstaan vorstheuvels. Het sediment, dat van de helling van de vorstheugel op het smeltende ijslichaam afglijdt, vormt een sedimentwal rondom het smeltende ijslichaam. Het restant van deze fenomenen is, net als bij de cryoturbaties, ook hier het gevolg van het degraderen van de permafrost. De manier waarop de ijslenzen zelf ontstaan, en ook morfologisch tot uiting komen, heeft aanleiding gegeven tot specifieke benamingen van die vormen. Pingo's bijvoorbeeld zijn vorstheuvels die ontstaan door toevoer: de injectie van water naar de ijslens toe onder invloed van een oprukkend vorstfront of door simpele gravitatie (afb. 11). Palsa's zijn vorstheuvels waarbij de ijslens aangroeit door de capillaire zuigkracht van omringend water door de ijslens.



Afb. 11. Huidige volgroeide vorstheugel met ijskern (pingo; hoogte ca. 45 m) (Mackenzie-delta, Noordwest-Canada).

De ontstaanswijze heeft echter geen effect op de vorm van de dooimeren zelf en evenmin op hun betekenis als permafrostindicator. Daarom wordt hier dan ook niet verder ingegaan op de ontstaanswijze van vorstheuvels (zie hiervoor goede handboeken zoals dat van French, 2007). In Nederland zijn een aantal huidige meren toegeschreven aan dergelijke periglaciale dooimeren. De dooimeren in Noord-Nederland zijn geïnterpreteerd als restanten van vroegere pingo's, terwijl de dooimeren voorzien van een ringwal in de Hoge Venen in de Ardennen restanten van palsa's zijn. De dooimeren in Noord-Brabant daarentegen zijn waarschijnlijk het resultaat van voormalige ijslenzen zonder bijbehorende vorming van een vorstheugel en ringwal (thermokarstmeren).

Alle foto's zijn genomen door de auteur.

Meer lezen:

- French, H.M. 2007. The periglacial environment. 3rd ed., Wiley, Chichester.
- Vandenbergh, J. and Pissart, A. 1993. Permafrost changes in Europe during the Last Glacial. Permafrost and Periglacial Processes 4, 121-135.