

b) *C. imperialis* (Sowerby)
Eoceen; 6,5 cm, Engeland.

15. *Deltoidonautilus*

Zeer kleine umbilicus, ronde bijna scherpe ventrale zone, sifo aan de dorsale kant; Boven-Krijt - Oligoceen.

a) *D. triangularis* (de Montfort, 1808)
Cenomaan, 14 cm, Frankrijk.

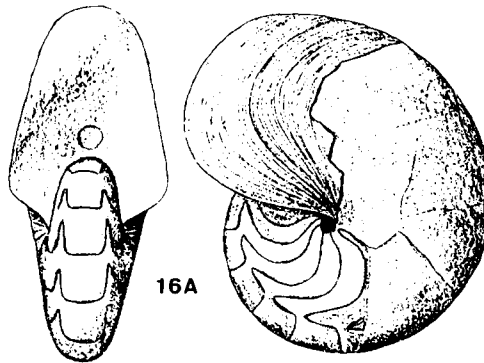
b) *D. westfalicus* (Schlüter, 1872)
Onder-Campanien; 11 cm, Duitsland.

Familie Aturiidae Chapman,
1857; Paleoceen - Mioceen.

Glad en zeer involuut, lateraal plat en ventraal rond, sifo subdorsaal en bijzondere sutuur; Paleoceen - Mioceen.

16. *Aturia*

a) *A. aturi*
Mioceen (Burdigalien - Tortonien); 7 cm, Zuidwest-Europa.



Gebruikte literatuur

R.C. Moore e.a.: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part K, Mollusca 3, 164;
British Museum (Natural History): British Mesozoic Fossils; British Cenozoic Fossils;
A.D. d'Orbigny: Paléontologie française, Terrains Crétacées, Vol. 1: Céphalopodes, 1840-'42;
J.C. Fischer: Fossiles de France et des régions limitrophes, 1980;
M. Kaever, K. Oekentorp, P. Siegfried: Fossilien Westfalens, Teil I - Invertebraten der Kreide, 1974;
F.A. Quenstedt: Der Jura I en II, 1858 en 1987;
C. Schlüter: Cephalopoden, 1867-'76 en 1991;
H. Wienberg Rasmussen: Danmarks Geologi, 1975.

Het Nederlandse Waddengebied: ontstaansgeschiedenis en toekomstige ontwikkeling

door D.J. Beets en A.J.F. van der Spek
Rijks Geologische Dienst, Haarlem

Inleiding

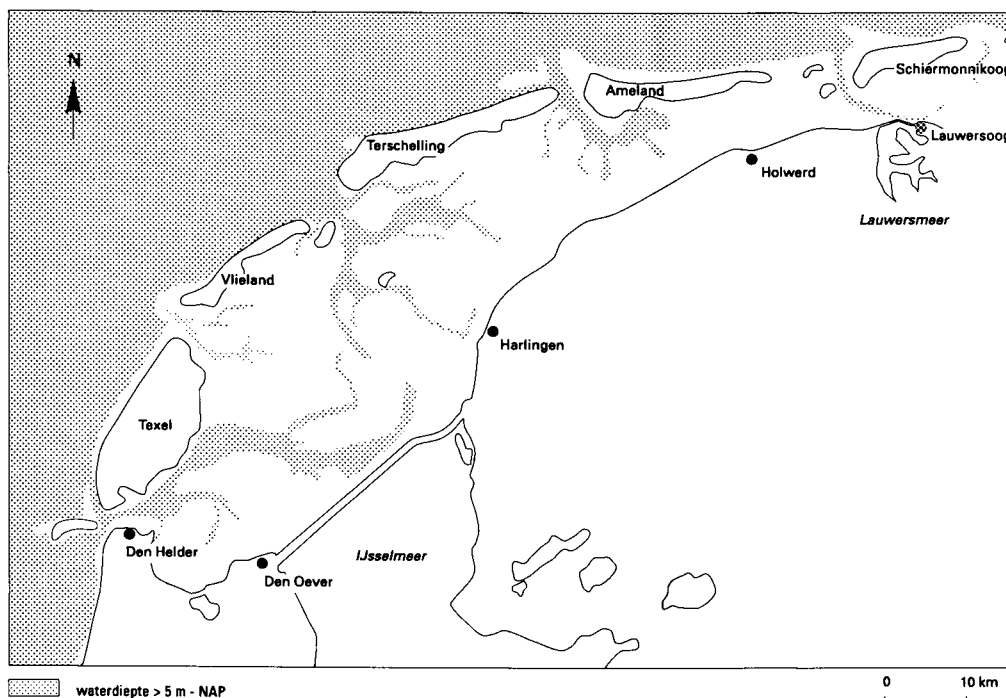
Het belang van de Waddenzee als complex ecosysteem, dat door zijn beschermde ligging en grote voedselrijkdom niet alleen dient tot broedgrond en kraamkamer van schol, tong en garnalen, maar tevens een sleutelpositie inneemt als fourage-, rust-, overwinterings- en broedgebied van miljoenen waad- en watervogels, wordt nationaal en internationaal alom erkend. De bescherming van het gebied wordt, vooral dankzij het werk van de Waddenvereniging, ook door Regering en Volksvertegenwoordiging nagestreefd.

Was tot voor kort een van de grootste bedreigingen van het gebied de behoefte van onze waterbouwers om althans delen van de Waddenzee droog te leggen, nu dreigt op langere termijn het gevaar van verdrinking van het gebied. Immers, recente scenario's betreffende de te verwachten zeespiegelrijzing ten gevolge van het broeikaseffect, veroorzaakt door de verhoogde uitstoot van onder meer kooldioxyde, voorspellen dat rond het jaar 2100 de zeespiegel wereldwijd 0,66 m gestegen is (Warrick & Oerlemans, 1990). De huidige relatieve zeespiegelrijzing (relatief, omdat het de combinatie is van eustatische zeespiegelbewegingen en bodemdaling) in de Waddenzee bedraagt 0,13 m per eeuw (De Ronde en Vogel, 1988). Dit betekent dat de snelheid van zeespiegelrijzing in het jaar 2100 in de grootte-orde van 80 cm per eeuw zal komen te liggen. De grote vraag bij dit alles is of de sedimentaanvoer naar het Waddengebied en

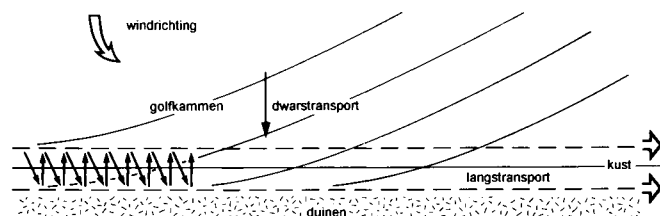
de opslibbing van de platen voldoende is om deze verhoging van het zeeniveau te compenseren. Mocht dat niet zo zijn dan zal een deel van de platen, die tijdens laag water droog vallen, verdrinken. Dit zal directe consequenties hebben voor de grootte van de populatie waadvogels, waarvan het fouragegebied kleiner wordt, maar mogelijk ook voor de totale voedselproductie in de Waddenzee. Uiteraard zal een dergelijke zeespiegelrijzing ook hoge eisen stellen aan onze kustverdediging. Het is om al deze redenen dat de laatste jaren multidisciplinaire onderzoeksprojecten van ingenieurs, fysisch geografen, historici en geologen zijn opgezet om de problemen die hieruit kunnen voortvloeien voor te zijn. Aangezien een zeespiegelrijzing van 0,8 m per eeuw in de grootte-orde ligt van die gedurende de eerste helft van het Holocene, kan een goed inzicht in de Holocene geologische ontwikkeling van de Nederlandse wadgebieden belangrijke informatie opleveren over het gedrag van een waddenzee bij versnelde zeespiegelrijzing.

Wat is een waddengebied?

Een waddengebied bestaat in principe uit tijdens laag water droogvallende platen, gescheiden door via zeegaten met de zee verbonden geulsystemen. Veelal zijn wadden van de open zee gescheiden door een barrière van zandige eilanden, de strandwal, waardoor golfwerking een ondergeschikte rol speelt en ook in ondiep water fijnkorrelig sediment kan worden afgezet. Aan de lijzijde van de eilanden en aan de landzijde van het waddengebied gaan de platen over in boven het hoogwaterniveau liggende kwelders,



Afb. 1. Kaartje van het Waddengebied met de waddeneilanden die het wad afschermen van de golven in de Noordzee. De belangrijkste geulen worden aangegeven door de "- 5 meter"-contour. Het gebied boven deze contour achter de eilanden valt voor een deel droog tijdens laag water.



Afb. 2. Vereenvoudigde doorsnede door het Nederlandse waddengebied met de belangrijkste morfologische eenheden. HWL en LWL staan voor hoog- en laagwaterlijn.

begroeid met een vegetatie van zouttolerante plantensoorten. Een kaartje van de Nederlandse Waddenzee (afb. 1) en een eenvoudige doorsnede (afb. 2) kunnen dit verduidelijken. Getijden zijn essentieel voor een waddengebied en het zijn de getijstroom die het zand en de klei voor de opbouw van de platen aanvoeren. Een tweede voorwaarde is de beschutte ligging van het gebied ten opzichte van de sterke golfwerking die de open kust kenmerkt. Beschutte ligging en getijstroom zorgen niet alleen voor de aanvoer en sedimentatie van zand en klei, maar tevens voor de accumulatie van zwevende stoffen in ondiepe getijgebieden en estuaria tot concentraties, die zeer veel hoger kunnen zijn dan die van de aangrenzende open zee (Postma, 1975). Die zwevende stof met een korrelgrootte van 5 - 50 mikron bestaat vooral uit klei en silt. Daarnaast bevat deze korrelfractie ook een vrij hoog percentage aan organisch materiaal, hetgeen de voedselrijkdom van wadden en estuaria verklaart.

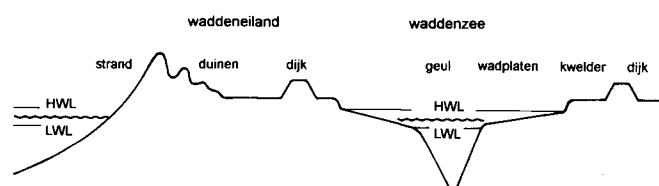
Hoe ontstaat een waddengebied

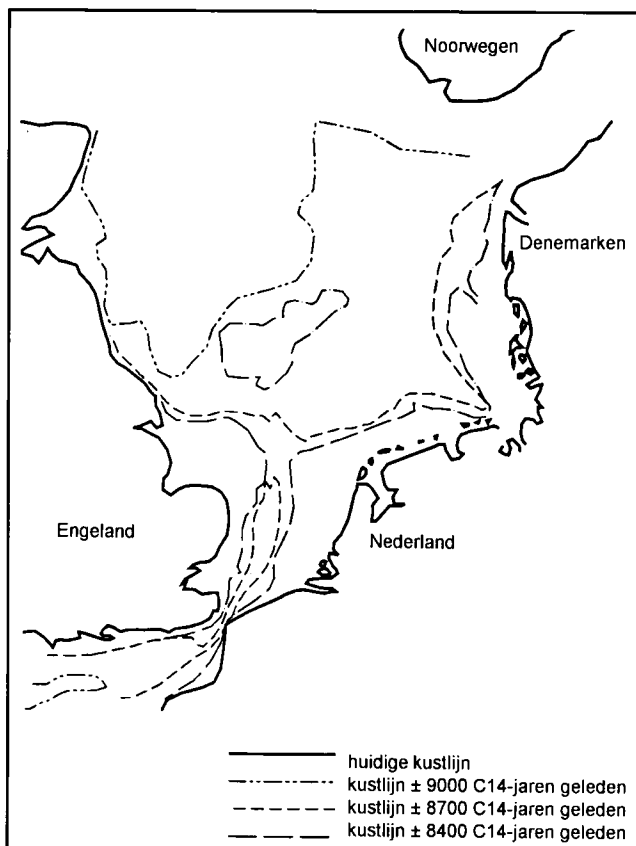
Er zijn verscheidene manieren waarop getijdegebieden met tijdens laagwater droogvallende platen kunnen ontstaan, maar als wij specifiek naar de Nederlandse situatie kijken dan kunnen wij

Afb. 3. Golven transporteren zand zowel naar de kust (dwars-transport) als evenwijdig aan de kust (langstransport). Omdat de golfbeweging in ondiep water door de bodem afgeremd wordt, wordt een deel van de energie omgezet in transport van zand naar de kust toe. De golfoploop van golven die onder een hoek op het strand invallen en de golfafloop onder invloed van de zwaarte-kraft maken een kleine hoek met elkaar, waardoor zandkorrels in de brandingszone evenwijdig met de kust vervoerd worden.

beweging brengt. Die beweging dempt naar beneden snel uit en op een diepte van ongeveer de halve golflengte is deze nauwelijks meer merkbaar. Daarom ondervinden de golven in open zee geen wrijving van de bodem, maar waar zij de kust naderen en de heen en weer gaande beweging van de waterdeeltjes afgeremd wordt door de bodem heeft dat tot gevolg dat ook het zand over kleine afstanden heen en weer getransporteerd wordt en er golfribbels worden gevormd. Door het afremmen heft de golfkam zich op, hetgeen uiteindelijk leidt tot het breken van de golf op het strand of op de banken daarvoor. Het golfdal, daarentegen, wordt langer en ondieper. Door die vervorming van de golf verandert ook de beweging van de waterdeeltjes, met dien verstande dat de heenwaartse slag van de oscillerende beweging onder de golfkam kort maar krachtig wordt en de zeewaartse slag lang maar langzamer. Door dit verschil in stroomsnelheid kruipen de zandkorrels langzaam maar zeker op de kust omhoog. Uiteraard wordt er tijdens storm weer het nodige weggevoerd, maar, gezien het hoge tempo waarin de binnenrollende golven elkaar opvolgen, is er op de kust toch een overheersend transport van zand naar het strand toe. Gebaseerd op een combinatie van metingen en modelberekeningen schatten Roelvink & Stive (1990) van het Waterloopkundig Laboratorium de grootte van dit dwarstransport op 8 tot 14 m³/m/j (kubieke meter per strekkende meter kust per jaar). Naast dit dwarstransport wordt zand door de golven ook evenwijdig aan de kust getransporteerd. Dit langstransport ontstaat als de golven onder een hoek op het strand invallen (afb. 3). Langstransport speelt zich in principe in de branding af. Door dit transport wordt zand van de delta's van in zee uitmondende rivieren langs de gehele kust verspreid. Het zorgt ervoor dat zandige kusten vaak zo recht zijn.

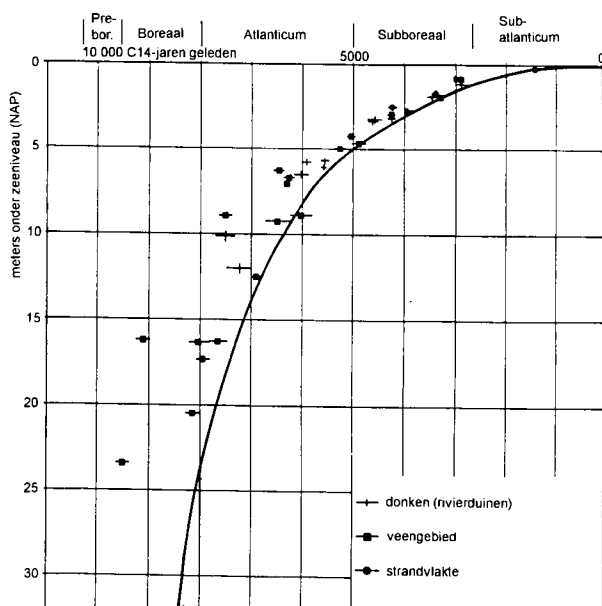
De geschiedenis van ons waddengebied en van de gehele west- en noord-Nederlandse kustvlakte is sterk gekoppeld aan de





Afb. 4. Hypothetische kustlijnen gedurende het vroege Holoceen in de Noordzee (naar Jelgersma, 1979). De kustlijnen zijn gereconstrueerd met behulp van de zeespiegelcurve van afb. 5 en de dieptelijnen van de huidige Noordzee.

wereldwijde zeespiegelrijzing ten gevolge van het afsmelten van de ijskappen, die zo'n 17 000 jaar geleden nog grote delen van Noord-Europa en Noord-Amerika bedekten. Tienduizend jaar geleden, aan het begin van het Holoceen, lag de gehele zuidelijke Noordzee nog droog en pas rond zo'n 8000 jaar voor heden krijgt de kustlijn een vorm die enigszins op de huidige gaat lijken, alhoewel die dan nog ver in de Noordzee ligt. Afb. 4 met hypothetische kustlijnen van het vroeg-Holoceen geeft een illustratie



beeld van het verdrinken van de zuidelijke Noordzee en de snelheid waarmee de zeespiegel toen steeg (Jelgersma, 1979). Afb. 5, een tijd/diepte-diagram, geeft het verloop van de zeespiegel vanaf ongeveer 8000 voor heden. Het laat zien dat de zeespiegelstijging vanaf ongeveer 7000 voor heden geleidelijk gaat afnemen van een snelheid van bijna 1 m per eeuw tot minder dan 0,1 m per eeuw in de afgelopen 2000 jaar.

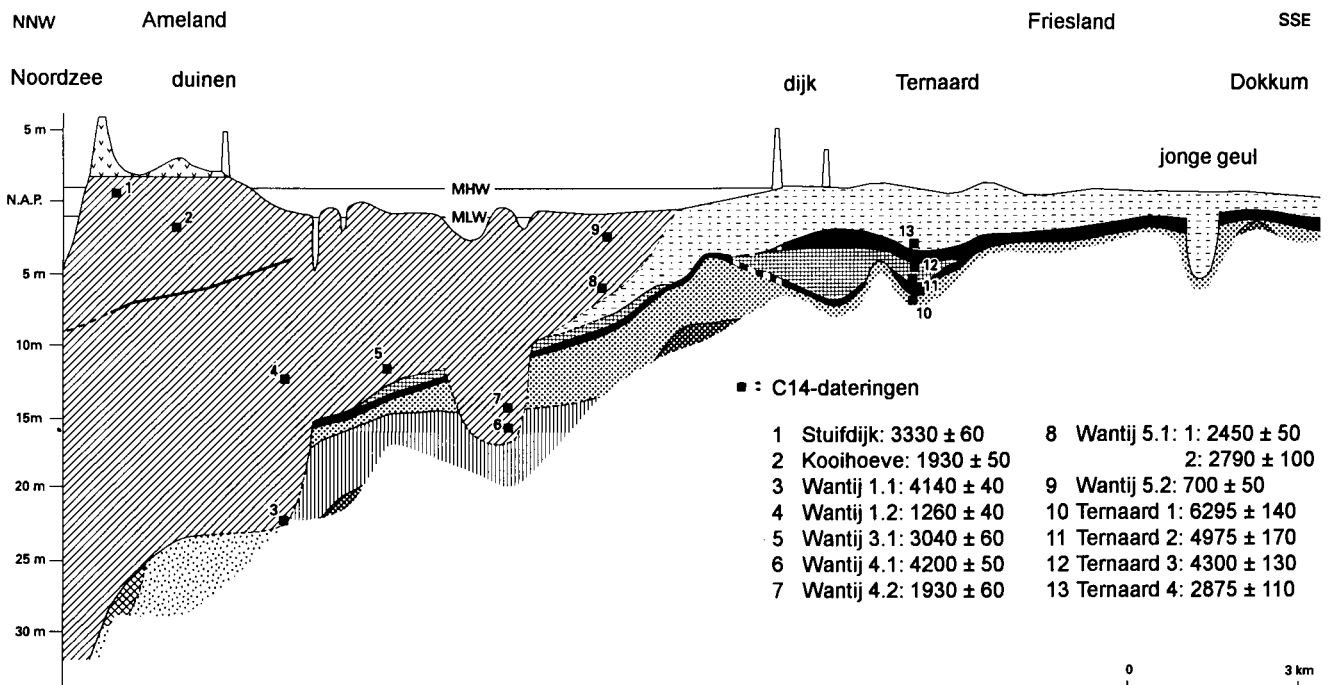
Van de oudste strandwal van de Nederlandse kust is niets bewaard gebleven. Die is bij een veel lagere zeespiegelstand ergens in de Noordzee gevormd, en door de golven als het ware meegenomen tijdens het stijgen van de zeespiegel. Achter die oudste barrière werd door de getijstroom zand en klei afgezet, min of meer vergelijkbaar met dat wat er vandaag plaats vindt in de Waddenzee. Maar ook die sedimenten werden grotendeels opgeruimd tijdens het stijgen van de zeespiegel, al vinden wij hier en daar in de Noordzee nog restanten terug. De effectiviteit van dwars- en langstransport door de golven wordt vooral bepaald door de golfhoogte en golfperiode, en die zijn weer afhankelijk van de afstand waarover de golven door de wind kunnen worden opgewekt en de zeediepte. Voor ongeveer 8000 voor heden blijft de zuidelijke Noordzee nog zo klein en ondiep te zijn (afb. 4) dat de golfenergie waarschijnlijk onvoldoende was om een strandwal te bouwen. Echter, wij kunnen gevoeglijk aannemen dat vanaf 8000 jaar voor heden zich langs de gehele kust een zandige barrière heeft ontwikkeld, gescheiden van het vasteland door een lagune die zich in de loop van de tijd tot een waddengebied zal gaan ontwikkelen. Hoe die ontwikkeling in grote lijnen verloopt zal straks besproken worden; eerst iets over transport en afzetting van sediment in de Waddenzee.

Transport en sedimentatie in een waddengebied

Alhoewel het transport en de afzetting van sediment in de Waddenzee buitengewoon gecompliceerde processen zijn, en het hier niet de plaats is om die omstandig te behandelen, willen wij toch een poging ondernemen om de hoofdzaken samen te vatten. Van Straaten, de Nederlandse sedimentoloog die als eerste met moderne methoden en ideeën het recente waddengebied, de Nederlandse Holocene wadsedimenten en oudere, fossiele getijdeafzettingen heeft bestudeerd, wees al vroeg op het feit dat in de Nederlandse wadden- en estuariumgebieden sedimentatie overheerst over erosie (Van Straaten, 1964, 1975). Dwarsdoorsneden van de kustvlakte laten zien dat er een wig van Holocene wadsedimenten op het al of niet geërodeerde Pleistocene oppervlak ligt (afb. 6). In de kuststrook kan dit Holocene pakket een dikte van zo'n 30 m bereiken. Vrijwel al het sediment komt uit de Noordzee en wordt door de getijstrooming het waddengebied binnen gebracht. Weliswaar mondt de rivier de Eems uit in de huidige Waddenzee, maar de hoeveelheid slib die deze rivier meeneemt is zo gering dat dit nauwelijks een rol speelt bij de opbouw van de platen (Van Straaten, 1975). Ook in het verleden mondden de grote rivieren nooit direct in een waddengebied uit; het sediment werd steeds via de kustwateren en de zeegaten de waddengebieden binnengebracht. Dit laatste vindt nog steeds plaats.

Het zijn de getijstrooming die het sediment in suspensie of als bodemlast via de zeegaten het waddengebied binnen voeren. Getijstrooming ontstaat door de vervorming van het zeeoppervlak ten gevolge van de aantrekkingskracht van maan en zon. Tweemaal per etmaal loopt een getijgolf met een snelheid van ongeveer 40 km per uur langs de Nederlandse kust noordwaarts. Wij spreken van hoog water als de golftop passeert, en laag water bij het golfdal. De getijstrooming ontstaat door het verhang tussen golftop en golfdal. Op de open oceaan is de golfhoogte gering maar als de getijgolf ondiepe randzeeën als de Noordzee

Afb. 5. Curve van de relatieve zeespiegelstijging in het Holoceen. In dit diagram wordt diepte tegen tijd afgezet. De tijd wordt gemeten in C14-jaren (gebaseerd op het radiometrisch verval van de koolstof-isotoop C14), die iets afwijken van zonnejaren. De termen Preboreaal, Boreaal, Atlanticum, Subboreaal en Subatlanticum geven de stratigrafische indeling van het Holoceen.



Holoceen

- duinen
- zandige klei
- geulzandafzettingen
- sterk doorgraven fijn zand
- humeuze en doorwortelde klei
- veen

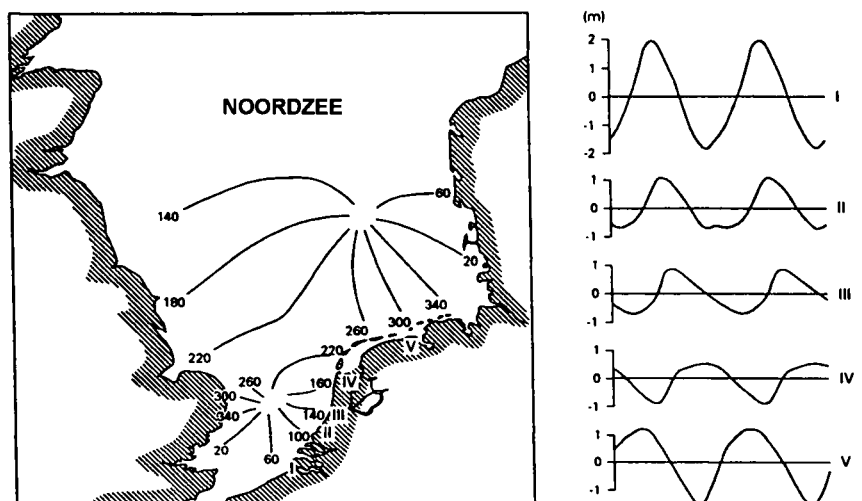
Pleistoceen

- dekzand (Weichselien)
- mariene zanden en kleien (Eemien)
- keileem (Saalien)
- potklei (Elsterien)
- ongedifferentieerd Pleistoceen

Afb. 6. De doorsnede van de Nederlandse kustvlakte tussen Ameland en Dokkum laat zien dat de ruimte tussen het naar het noorden hellende Pleistocene oppervlak en de huidige topografie is opgevuld met een wig van zand, klei en ondergeschikt veen van Holocene ouderdom. De onderste veenlaag is het basisveen dat op de Pleistocene morfologie ligt; dit veen is door erosie onder Ameland verdwenen.

Afb. 7. Verloop van de getijgolf in de Noordzee en de vorm van de getijgolf op vijf plaatsen langs de Nederlandse kust. De spin-achtige vormen in de Noordzee zijn de lijnen van gelijktijdig hoogwater. Zij geven aan dat de getijgolf die vanuit het noorden binnenkomt zich ter hoogte van Norfolk opsplijt in een naar het oosten en een naar het zuiden lopende tak. De eerste steekt direct over naar de Waddeneilanden, de laatste loopt rond in de zuidelijke Noordzee en arriveert ongeveer 12 uur later bij de Waddeneilanden. De centra waar de getijgolven omheen lopen (het centrum van de spin) zijn de amfidromische punten waar het verticaal getij nul is. Het rechter gedeelte van de figuur geeft de getijcurve voor Vlissingen, Rotterdam, IJmuiden, Den Helder en Delfzijl. Top van de krommen is de kentering bij hoogwater, het dal de kentering bij eb. Alle krommen zijn enigszins asymmetrisch en laten zien dat opkomend tij sneller verloopt dan afgaand tij. Dat betekent dat de gemiddelde stroomsnelheid tijdens vloed groter is dan tijdens eb, waardoor tijdens vloed meer sediment getransporteerd wordt dan tijdens eb.

binnenkomt neemt de golfhoogte toe door wrijving met de bodem en opstuwing door vernauwing van het bekken. In het geval van de Noordzee komt de getijgolf zowel vanuit het noorden als vanuit het zuiden (Nauw van Calais) binnen, hetgeen grote variatie in getijverschil veroorzaakt: 4 m bij Vlissingen, snel afnemend tot minder dan 2 m tussen Rotterdam en Texel, daarna weer toenemend tot ongeveer 2,5 m bij Rottumeroog. Het getij is een golfbeweging en dat betekent dat de opgewekte stroming zowel heen als weer gaat: langs de kust naar het noorden bij opkomend tij en naar het zuiden bij afgaand tij. En uiteraard hetzelfde in de Waddenzee: het water stroomt de zeegaten binnen bij opkomend

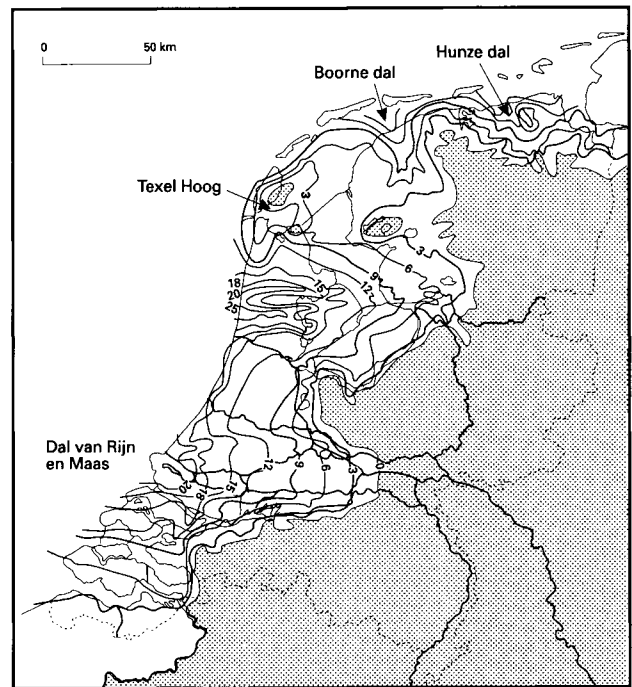


tij en dezelfde hoeveelheid water stroomt er weer uit bij afgaand tij. Afb. 7. Echter, door de wrijving met de bodem vervormt de sinusvorm van de getijgolf zodanig, dat de gemiddelde stroomsnelheid tijdens opkomend tij (vloed) iets groter is dan die tijdens afgaand tij; eb duurt om die reden ook iets langer dan vloed. Door die iets hogere gemiddelde stroomsnelheid gedurende vloed wordt meer materiaal het waddengebied binnengebracht dan er tijdens eb uitgaat (Dronkers, 1983). De vervorming van de getijgolf heeft verder tot gevolg dat de fijne fractie van zwevende deeltjes aange-rijkt wordt. Tijdens vloed worden deze deeltjes iets verder het getijdegebied ingevoerd dan zij tijdens eb weer worden terug-gevoerd. Op die wijze vindt sedimentatie op de platen en in de geulen plaats, vooral aan de achterzijde van een waddengebied. Bij storm, als het water wordt opgestuwd, komen ook de boven de hoogwaterlijn gelegen kwelders onder water en vindt er ophoging plaats door sedimentatie van silt en klei tussen de vegetatie. Echter, dezelfde storm kan sterke erosie op het wad veroorzaken, omdat het bij vloed op de platen veel fijn zand, silt en klei in suspensie brengt dat tijdens eb naar buiten kan worden gevoerd. Op die wijze houden sedimentatie en erosie elkaar in evenwicht, maar overheerst op langere termijn gekeken de aanslibbing. Op een wat langere tijdschaal gekeken blijkt, dat de sedimentatie in het waddengebied tot nu toe voldoende is geweest om de zeespiegelrijzing te compenseren. Wij zullen hieronder zien dat sedimentaanvoer gedurende het Holocene in de fossiele wadgebieden van West-Nederland op een gegeven moment in staat was een groot gebied op te vullen, ondanks een doorgaande zeespiegelrijzing van enkele decimeters per eeuw.

De ontwikkeling van de Holocene wadgebieden in Nederland

Zoals hiervoor gezegd kunnen wij aannemen dat vanaf ongeveer 8000 voor heden de kustzone bestond uit enkele lagunes, door een strandwal - een reeks lage eilanden - beschermd tegen de golven van de Noordzee en van elkaar gescheiden door landengten. Met uitzondering van wat erosierestanten van wadafzettingen in de Noordzee, is er weinig uit deze tijd overgebleven. Het is daarom ook niet mogelijk veel zinnigs over deze periode te zeggen. Tussen 8000 en 7000 voor heden dringt de stijgende zee de diepste dalen van het vroeg-Holocene landschap van West-Nederland binnen, en iets daarna ook die in Zeeland en Noord-Nederland. De topografie van dit landschap wordt weergegeven in afb. 8, een kaart van de bovenkant van het Pleistocene oppervlak. In West-Nederland zijn twee belangrijke dalsystemen te onderscheiden, de zuidelijkste is het dal waarin Maas en Rijn in het laat-Glaciaal stroomden. Dit dalsysteem liep via het Nauw van Calais naar de Atlantische Oceaan. Gedurende het grootste deel van het Holocene blijven de rivieren in dit gebied stromen en zijn zij in staat de zee buiten te houden door het dalsysteem met sediment op te vullen. Het tweede dalsysteem van West-Nederland is aan het begin van het Holocene de samenvloeiing van kleine beken, zoals de Overijsselse Vecht, Eem en Beilerstroom, die de lokale afwatering verzorgden. Het dal is waarschijnlijk een restgeul van een oudere Rijntak, hetgeen zijn diepte verklaart. In het Holocene was de hoeveelheid sediment die de beken aanvoerden zo gering, dat het dalsysteem als eerste verdronk en zich in de loop van de tijd ontwikkelde tot het grootste getijdegebied van Nederland. In het noorden vormde het "Texel Hoog" de waterscheiding met het dal van de Boorne. Dit dal wordt door een hoog ten zuiden van Ameland weer gescheiden van het Hunzedal in Groningen. In eerste instantie ontwikkelden de dalen zich tot lagunes of wadgebieden (per definitie heeft een waddengebied tijdens laag water droog vallende platen, een lagune daarentegen niet), en werden de waterscheidingen de landengten. Afb. 9, een reconstructie van de kustvlakte vóór de periode rond 5000 voor heden, laat daar nog de resten van zien.

De oudste getijdeafzettingen in het Hollandse getijdegebied bestaan uit enkele meters van een fijn gelamineerde klei, de Klei van Velzen of Hydrobia Klei. Zowel sedimentaire opbouw als fauna en flora van de klei geven aan dat deze werd afgezet onder een permanente waterbedekking. De klei heeft een diatomeeënflora van op waterplanten levende soorten, hetgeen wijst op afzetting in



Afb. 8. Vereenvoudigde kaart van de bovenkant van de Pleistocene afzettingen; het reliëf waarover de zee gedurende het Holocene transgredeerde.

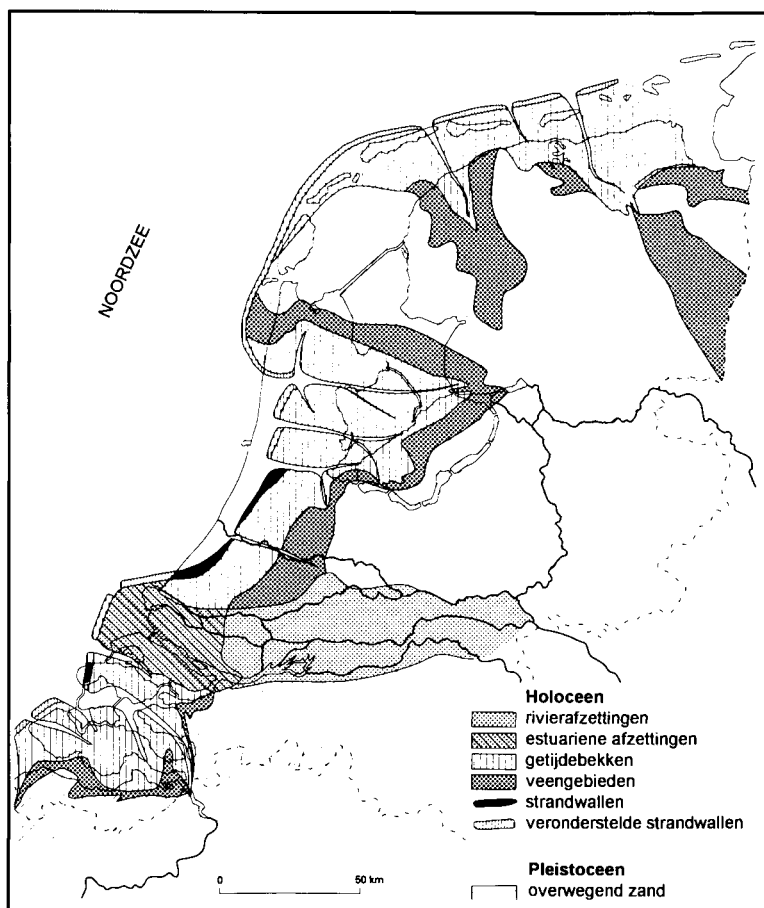
een betrekkelijk heldere, ondiepe lagune. De grootste verbreiding van de klei vinden wij in het diepste deel van het dalpatroon van de Overijsselse Vecht (afb. 8) in westelijk Noord-Holland. De *Hydrobia* Klei is daar afgezet vóór 7000 voor heden. Het voorkomen van deze klei wijst erop, dat in die tijd de aanvoer van sediment onvoldoende was om de dan nog snelle ($> 0,75$ m per eeuw) zeespiegelrijzing bij te houden. Naar de randen gaat de kleis sedimentatie geleidelijk over in rietveen, wat aangeeft dat de lagune niet omringd was met kwelders, zoals de huidige wadden, maar door uitgestrekte rietvelden.

Na 7000 voor heden neemt de snelheid van zeespiegelrijzing geleidelijk af van een gemiddelde van 35 cm/eeuw tussen 7000 en 5500 tot een gemiddelde van 15 cm/eeuw tussen 5500 en 3500 voor heden (afb. 5). Dit heeft tot gevolg dat de verhouding tussen sedimentaanvoer en sedimentatieruimte ontstaan door het stijgende waterniveau (de waterkolom) steeds gunstiger voor de eerste wordt. Dit leidt er uiteindelijk toe dat een deel van de getijdegebieden opgevuld wordt en enkele zeegaten zich sluiten. Met name gebeurt dit laatste in Zeeland en Holland.

Het zand dat via de zeegaten in een waddengebied verdwijnt is afkomstig van de duinen en de vooroever van de eilanden. Daar wordt het zand weer aangevuld door dwarstransport en langs-transport. Bij een stijgende zeespiegel zal de vraag van het waddengebied het aanbod overtreffen en zal de strandwal eroderen en terugschrijden. Wij zien dat op dit ogenblik op veel plaatsen langs onze waddenkust gebeuren, waarbij de afslag van de stranden van de kust rond het Marsdiep het meest ingrijpend is. Het is de "zandhonger" van de Waddenzee die de oorzaak is van de duinafslag bij Bergen aan Zee.

Als na 5500 voor heden het waddengebied van Zuid-Holland gaat verlanden, heeft de strandwal hier zijn meest oostelijke positie bereikt. Opvulling van het grote waddengebied van West-Nederland begint in het zuiden, dichtbij de monding van de grote rivieren, en zal geleidelijk naar het noorden verschuiven tot rond 3500 voor heden het gehele getijdegebied opgevuld is.

Zoals hierboven al gezegd laten de afbeeldingen 7 en 8 goed zien hoe de oorspronkelijke topografie van het Pleistocene oppervlak de ligging van getijdebekkens en kapen bepaalde. De strandwal tussen Hoek van Holland en Haarlem had zich 5000 jaar voor heden gestabiliseerd en lag zo'n 8 km landwaarts van de huidige kust. Alleen bij Katwijk mondde nog een geul uit, maar deze was



Afb. 9. Paleogeografisch kaartje van de Nederlandse kustvlakte omstreeks 4000 BC.

ongeveer 3300 voor heden arriveerden. Zeven honderd jaar later moesten zij het gebied weer ontruimen, omdat de stijging van het grondwater door de doorgaande stijging van het zeeniveau de bewoning van het gebied onmogelijk maakte.

Conclusie

De hierboven geschetste Holocene ontwikkeling van het Hollandse getijdegebied toont het effect van de snelheid van zeespiegelstijging op de morfologie van het getijdegebied. Ruwweg samen-vattend kan men stellen:

1. dat bij een stijgingssnelheid van meer dan 0,7 m per eeuw sedimentaanvoer onvoldoende was voor de ontwikkeling van bij laag water droogvallende platen en het getijdegebied in een lagune veranderde;
2. dat wadden normaal worden bij een stijgingssnelheid van 0,3 m per eeuw, maar dat dan nog onvoldoende sediment wordt aangevoerd om uitgebreide kwelderlandschappen te vormen;
3. dat de laatste een belangrijk bestanddeel van een getijdegebied worden als de zeespiegelstijging gereduceerd is tot 0,15 m per eeuw.

Op basis van modelberekeningen schatten Stive et al. (1990) de jaarlijkse zandimport in het Nederlandse deel van de Waddenzee op 9 miljoen m³, hetgeen voldoende is om een extra zeespiegelstijging van 0,3 m te compenseren. De verwachting is, dat wereldwijd de zeespiegel rond 2050 met dat bedrag gestegen zal zijn. (Warrick & Oerlemans, 1990).

De ontwikkeling van het Holocene Hollandse wadden-gebied geeft ook de mogelijkheid de sedimentatie van zand en klei per tijds-eenheid ruwweg te kwantificeren (Van der Spek & Beets, 1992). Als wij die uitkomsten extrapoleren naar de Waddenzee, dan is de conclusie, dat een toename van de huidige snelheid van zee-spiegelstijging (0,13 m per eeuw) er al snel toe zal leiden dat de kwelders beginnen te verdwijnen. Met de huidige voorspellingen zal na 2050 de Waddenzee meer en meer gaan lijken op het Hollandse waddeengebied van vóór 5000 voor heden, in die zin dat wadplaten langs de geulen zich nog lang zullen handhaven, maar dat platen die verderweg liggen te weinig sediment zullen krijgen en dus zullen verdrinken.

Geciteerde literatuur

- De Ronde, J. G. en Vogel, J. A., 1988. Zeespiegelrijzing, Hydro-Meteo scenario's. Report GWA0-88.015, Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, Den Haag, 58 pp.
- Dronkers, J., 1986. Tidal asymmetry and estuarine morphology. *Neth. Journ. of Sea Research*, 20, p. 117-131.
- Griede, J. W., 1978. Het ontstaan van Friesland's Noordhoek. Proefschrift V.U. Amsterdam, 186 pp.
- Jelgersma, S., 1979. Sea-level changes in the North Sea basin. In: E. Oele, R. T. E. Schüttenhelm and A. J. Wiggers (Editors), *The Quaternary History of the North Sea*. Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. A. Q. C., 2, p. 233-248.
- Postma, H., 1975. De belasting met organische stof van de westelijke Waddenzee. Symposium Waddenonderzoek, Med. 1 werkgroep Waddeengebied, p. 33-39.
- Roelvink, J. A. and Stive, M. J. F., 1990. Sand transport on the shoreface of the Holland coast. *The Dutch Coast. Proc. Int. Conf. Coastal Eng.*, 22nd, Pap. 5, ASCE, New York.

al verbonden met de Rijn en zou na 4000 de hoofdafvoer van de Rijn worden. Noordelijk van Haarlem lagen nog twee grote getijdegebieden, gescheiden door het Texel Hoog. Het Hollandse getijdegebied had nog drie grote zeegaten, respectievelijk gelegen bij Haarlem, Castricum en Alkmaar. Opvallend is dat twee van de drie geulen vrijwel dezelfde koers volgden als hun Pleistocene voorgangers; de geul die bij Alkmaar uitmondde lag op de plaats van de vroegere Overijsselse Vecht, de geul bij Castricum op die van de Eem. In tegenstelling tot de geulen in de huidige Waddenzee, die zich veelvuldig zijdelings verplaatsen, lag de loop van deze oudere geulen min of meer vast. Een van de redenen hiervoor was ongetwijfeld de voor 5000 voor heden nog betrekkelijk snelle zeespiegelrijzing, waardoor er steeds ruimte bleef om sediment op de platen in de nabijheid van de geul af te zetten. Het gevolg hiervan was dat het meeste en het grofste sediment in de buurt van de geulen terecht kwam, terwijl alleen de fijne fractie in suspensie verder gevoerd kon worden. Naast de geulen ontstonden zodoende platen die bij laagwater droogvielen, terwijl verder weg ondiepe, kleirijke lagunes lagen op plaatsen waar het sedimentaanbod te klein was. Evenals dat voor 7000 voor heden het geval was gingen deze kleirijke lagunes naar de rand van het bekken over in rietvelden en veengebieden. Kwelders waren ook toen nog schaars, en werden zeker niet langs de randen van dit getijdegebied gevonden. De grote veengebieden die ook het noordelijke getijdegebied op afb. 8 begrenzen suggereren dat ook daar kwelders betrekkelijk zeldzaam zijn. Zowel in West-Nederland (Roep & Van Regteren Altena, 1988) als in Noord-Nederland (Griede, 1978) werden kwelders na ongeveer 4000 voor heden een normaal onderdeel van wadgebieden. Op dat tijdstip was er van het eens zo grote getijdegebied van Holland alleen nog het wad van West-Friesland over. In het noorden en zuiden werd dit begrensd door veengebieden en naar het oosten ging het over in meren en moerassen. Roep en Van Regteren Altena (1988) hebben aangetoond, dat dankzij de kwelders die op dit waddeengebied werden gevormd het gebied bewoond kon worden door onze Bronstijd-voorouders, die hier

Roep, Th. B and Van Regteren Altena, J. F., 1988. Paleotidal levels in tidal sediments (3800- 3635 BP); compaction, sea-level rise and human occupation at Bovenkarspel, NW Netherlands. In: P. L. de Boer, A. van Gelder and S. D. Nio (editors), Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies. D. Reidel, Dordrecht, p. 215-231.

Stive, M. J. F., Roelvink, J. A. and De Vriend, H. J., 1990. Large-scale coastal evolution concept. The Dutch Coast. Proc. Int. Conf. Coastal Eng., 22nd, Pap. 9, ASCE, New York.

Van der Spek, A. J. F. and Beets, D. J., 1992. Mid-Holocene evolution of a tidal basin in the western Netherlands: a model for

future changes in the northern Netherlands under conditions of accelerated sea-level rise. Sedimentary Geology, 80, p. 185-197.

Van Straaten, L. M. J. U., 1964, De bodem der Waddenzee. Het Waddenboek, Thieme & Cie, p. 75-152.

Van Straaten, L. M. J. U., 1975, De sedimenthuishouding in de Waddenzee. Symposium Waddenonderzoek, Med. 1 Werkgroep Waddengebied, p. 5-23.

Warrick, R. A. and Oerlemans, J., 1990. Sea-level rise. In: J. T. Houghton, G. J. Jenkins and J. J. Ephraums (editors), Climate Change, the IPCC Scientific Assessment. Cambridge University Press, Cambridge, p. 257-281.

VELDSPATEN: een grote familie

door J. Stemvers-van Bommel

De aardkorst waarop wij leven en waarmee wij ons hier geologisch bezighouden heeft naar wij momenteel weten zo'n 4000 mineralen te bieden. Maar het zijn slechts zeven mineraalgroepen, die het overgrote deel van het korstmateriaal uitmaken:

plagioklaas	39	massa-%
alkaliveldspaat	12	
kwarts	12	
pyroxenen	11	
amfibolen	5	
glimmers	5	
olivijnen	3	

87

Over het totaal van de korstgesteenten gemeten is de veldspaatgroep (plagioklazen en alkaliveldspaten samen) met 51 % de grootste aandeelhouder. In basische gesteenten, zoals bazalten, gabbro's, amfibolieten, overheersen sterk de plagioklazen; als we kijken naar de zure gesteenten: granieten, syenieten, rhyolieten, gneizen, dan is het alkaliveldspaatgehalte het grootst.

Maar waar eerder zeldzame "speldeknoop-mineralen" de aandacht van mineralenverzamelaars krijgen, blijft er voor de veldspaten hooguit een rol als ondergrond of matrix over, als ze al worden opgemerkt.

Omdat veldspaten vaak ook niet erg hun best doen om op te vallen blijven ze bij mineralenliefhebbers tamelijk onbekend. Ze zijn bij uitstek gesteentevormend, al zijn er ook variëteiten die door verzamelaars hoog worden gewaardeerd en zelfs die edelsteenkwiteiten bezitten. Hun afmetingen kennen soms geen grenzen: uit pegmatieten (Noorwegen, Finland) zijn metersgrote en duizenden tonnen zware kristallen bekend.

Kortom, de veldspaten vormen een omvangrijk onderwerp; er zijn veel termen in omloop en daardoor is begripsverwarring hun deel. Natuurlijk bestaat er over veldspaten volop vakliteratuur. Deze belicht de mineralo-

gische en kristallografische eigenschappen, of is op microscopisch-petrografische leest geschoeid. Hier volgt een poging om de vele voor veldspaten gebruikte namen en eigenschappen eens op een rijtje te zetten en te "vertalen" naar de mineralenliefhebber.

Veldspaten: twee mengreeksen

Helaas zijn er eerst een paar formules nodig. Veldspaten zijn silicaten: het zijn verbindingen die bestaan uit een [silicium-, aluminium- en zuurstof-]groep en één of meer van de elementen kalium, natrium en calcium. Zowel de plagioklazen als alkaliveldspaten vormen een mengreeks, d.w.z. de eindleden van twee verwante verbindingen zijn onderling mengbaar. Zo kan de samenstelling van de plagioklazen variëren tussen albiet (Ab) en anorthiet (An). Albiet is het natriumhoudende eindlid van de reeks: $\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$, anorthiet is het calcium-eindlid: $\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$. Tussenvallende samenstellingen hebben aparte namen. Hoe Ca-rijker de plagioklaas is, hoe "basischer" zijn samenstelling wordt genoemd. De verschillen tussen de plagioklaasmineralen onderling zijn met het blote oog eigenlijk niet te zien, wel onder een polarisatie-microscop. Plagioklaas is triklien; idiomorfe kristallen zijn blok- tot latvormig; zij vertonen een evenwijdige streping, die bij flinke kristallen (zeg, 1 cm) vaak met de loep zichtbaar is. Deze strepen zijn de alternerende, evenwijdige lamellen van de bij plagioklazen haast altijd optredende albietvertweeling.

Ook aan de kant van de alkaliveldspaten is er menging mogelijk, en wel tussen kalium- en natriumcomponenten: $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$, kaliveldspaat (Kv), en $\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$, albiet. De mengvormen van deze reeks ontstaan bij tamelijk hoge temperatuur; ze zijn echter bij het afkoelen van een magma niet steeds zo stabiel als de plagioklazen. Uit de driehoek van afb. 1 is op te maken, bij welke samenstelling de veldspaten wel en niet stabiel zijn.

Bij afkoeling ontstaan aparte mineralen. Sanidien (monoklien) ontstaat al bij hoge temperatuur; bij middelmatige temperatuur wordt orthoklaas (eveneens monoklien) gevormd en bij lage temperatuur het trikliene mikroklien. Aan het natriumrijke uiteinde van de serie bevindt zich weer albiet. De deelname van albiet aan de mengreeks geeft de groep de naam alkaliveldspaat (naar de alkali-metalen natrium en kalium).

De Na-, K- en Ca-componenten zijn ook gedrieën mengbaar, maar wel in beperkte mate.