

HATTEM: TEKTONIEK IN MIDDEN-NEDERLAND

C.J. Homburg*

INLEIDING

In tegenstelling tot de ons omringende landen biedt Nederland weinig gelegenheid om tektonische verschijnselen aan de oppervlakte te bekijken. Als meest bekende voorbeeld noem ik het Boven-Carboon van de Heimansgroeve, scheefgesteld onder invloed van de varistische (= hercynische) gebergtevorming. Ook in de Muschelkalkgroeve bij Winterswijk zien we een hellend verloop van de gesteente-pakketten doorsneden door enkele breuken. Hier is de deformatie een gevolg van het ontstaan van de Alpen.

Soms verraaft een oudere tektoniek zich in de morfologie van het landschap. Zo zijn van het stelsel van horsten en slenken in Limburg en Brabant (Peelhorst, Venlo- en Centrale-slenk) in de omgeving van Venlo en Heerlen de brede slenk-dalen goed zichtbaar. De voornaamste oorzaak van de verborgen tektoniek is dat, terwijl grote delen van Duitsland en België sedert het Mesozoïcum omhoog zijn gekomen, 90% van ons land zich in een dalingsgebied bevond, waardoor de oudere afzettingen bij ons werden bedekt door jonger materiaal dat grotendeels afkomstig was uit deze buurlanden. Het Noordzee-gebied, dat tijdens het Devoon nog deel uitmaakte van het zgn. 'Old Red Continent', is sedertdien steeds een dalingsgebied geweest, zij het met wisselende snelheden en enkele onderbrekingen. Dit bassin is met variërende snelheid gevuld vanuit de omliggende landgebieden.

Tijdens het Pliocen liep de kustlijn in ons land, met uitzondering van Zuid-Limburg, ongeveer langs de huidige landsgrens. In het Boven-Pliocen en het Kwartair zijn de ondiepe kustwateren opgevuld tot voorbij de huidige kustlijn. Dat ook deze kwartaire afzettingen soms tektonisch vervormd en/of verplaatst zijn danken we vooral aan de enige geologische calamiteit die ons land in de laatste 2 miljoen jaren heeft getroffen, namelijk de inwerking van het dikke ijspakket, speciaal dat uit de Saale-tijd (vroeger de Riss-tijd genoemd).

In de loop der jaren is veel materiaal uit de

ijstijd verzameld, vooral zwerfstenen. Hierdoor is inzicht verkregen o.a. in de weg die de enorme ijsmassa's hebben afgelegd. De tektoniek kreeg echter tot dusver weinig aandacht in onze kringen. Niet alleen hebben we aan deze tektonische verplaatsingen de stuwwallen te danken, maar door deze verplaatsing kunnen we dieper gelegen gesteenten nu aan de oppervlakte zien. De normaal boven elkaar liggende sedimentaire pakketten zijn in een scheve positie gekomen, schijnbaar naast elkaar. Door er langs te wandelen gaan we als het ware de diepte in.

Een goed excursiepoint om de tektonische gevolgen van een gletsjer te zien en tevens een indruk van de voorafgaande opbouw van ons land te krijgen is een zand- en grindgraverij bij Hattem. Eerst volgt wat algemene informatie zodat een maximum aan inzicht uit een bezoek is te halen.

WAT IS EEN DELTA?

We hebben op school geleerd dat ons land grotendeels een delta-gebied is. Het begrip delta (Δ = griekse D) is vermoedelijk ongeveer 2500 jaar geleden door Herodotus gebruikt voor het aanduiden van de oppervlaktevorm van de Nijl-delta: driehoekig met een der zijden naar de zee gekeerd. Delta's worden langs de randen van een oceaan, zee, baai of een meer gevormd door de afzetting van klastisch materiaal dat door rivieren is aangevoerd. Onder klastisch materiaal verstaat men sedimenten die door mechanische afbraak van andere gesteenten zijn ontstaan, van steenblokken tot fijne kleideeltjes.

Grofweg onderscheidt men in een delta een bodemlaag, een frontlaag en een toplaat; zie figuur 1 (GILBERT 1885). De bodemlaag is in gematigde streken gevormd door bezonken kleideeltjes; in tropische gebieden bevat het voor een hoog percentage kalkhoudend materiaal. Bij echte delta's is de frontlaag kwantitatief het voornaamste deel van het delta-lichaam. De bovenkant wordt meestal begrensd tot die waterdiepte tot waar de golfslag van invloed is en is dus afhankelijk van de regionale stormachtig-

* Tarwekamp 4, 1112 HD Diemen.

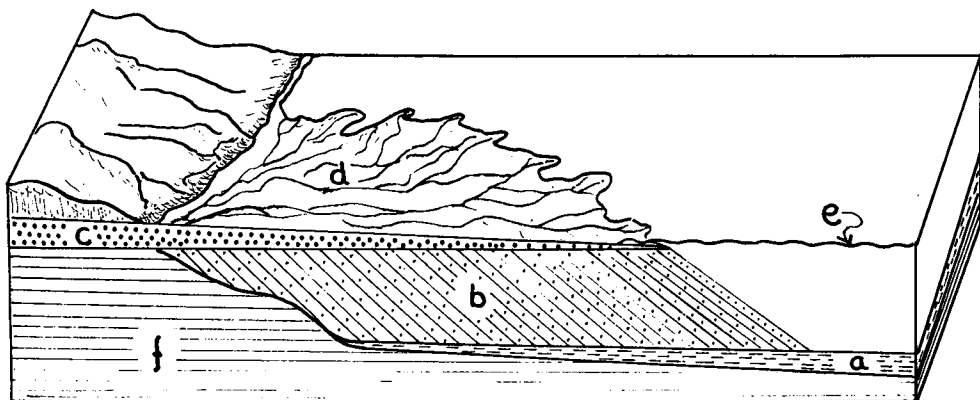


Fig. 1: Doorsnede van een delta. a = bodemlaag; b = frontlaag; c. = toplaag; d = verwilderend rivierstelsel; e = gemiddelde stand van het zeewater; f = oudere ondergrond. Algemene tendens van a naar c is van fijnere naar grovere sedimentaire korrels. Naar GILLBERT (1885).

heid. De toplaag ligt, voorzover deze zich onder water bevindt, in woelig water en in de getijdenzone. Hier kunnen wad-achtige toestanden voorkomen, lagunen of estuariën met kwelders. Boven de hoogwaterlijn zien we terrestrische rivierafzettingen, aangevoerd door een rivierstelsel dat meestal sterk vertakt en verwilderd is.

De dikte van deze eenheden en de totale massa van het bezonken gesteente vertoont een grote variatie. Deze is afhankelijk van een groot aantal factoren zoals: a. de hoeveelheid sediment dat de riviermonding bereikt; dit hangt samen met het debiet (= de hoeveelheid water per tijdseenheid, afhankelijk van de oppervlakte die hoofd- plus zijrivieren bestrijken en van het daar heersende klimaat: veel/weinig regen of sneeuw); b. de soort van sediment, fijn of grof, in relatie met het soort van moedergesteente en van de lengte van de afgelegde weg: bij een korte weg en/of een sterk verval is het sediment grover, enz.; c. de hoeveelheid energie (getijdenverschil, golfslag, kuststromingen etc.) langs de rand van de delta; d. variatie in de diepte van de zeebodem voor de kust en de snelheid van de bodemdaling of -rijzing in het deltagebied; e. verandering van de gemiddelde hoogte van de zeespiegel, waardoor de kustlijn bij zeespiegelrijzing meer landwaarts (transgressie), bij zeespiegelverlaging meer zeewaarts wordt verlegd (regressie); f. tenslotte de tijdsduur.

Van onder naar boven neemt de korrelgrootte van de drie lagen toe, resp. klei al dan niet met kalkdeeltjes, silt + fijn zand, grof zand + kiezel.

De driedeling wordt hoofdzakelijk aangetroffen langs continentale randen waar de gemiddelde helling van de zeebodem 3 of meer graden bedraagt. Het Noordzee-bekken, een zeer klein deel van het Eurasische continent, is zodanig ge-

daald dat het onder de zeespiegel is beland, waarna water uit de Atlantische oceaan er in kon stromen. Vandaar de term 'continentaal plat'. De gemiddelde helling van de zeebodem is één graad. Hierdoor komt het dat de deltaafzettingen in ons gebied grotendeels alleen de toplaag hebben gevormd. De maximale dikte van de pakketten binnen onze landsgrenzen, afgezet sedert het Krijt, bedraagt ± 600 meter (met uitzondering van de Grote Slenk). Deze dikte kon ontstaan dankzij die vrijwel voortdurende daling van het Noordzee-bassin.

Een fijnere analyse van juist deze toplaag is nogal lastig. De oorzaken hiervan zijn velerlei. In plaats van een bezinken in rustig milieu, zoals in een diep meer of op de oceaانبodem, vindt het hier plaats onder omstandigheden waarin veel factoren voor 'onrust' zorgen. Hiertoe behoren eerstens de rivieren zelf met hun voortdurend verleggen van de stroombedding. Verder de bewegingen van het zeewater: kuststroming, getij, golfslag enz. Ook speelt de verplaatsing door de wind een rol. Naast deze algemene factoren is er in onze gebieden de invloed van de in golven optredende temperatuurdaling geweest; toenemende afkoeling gedurende 1,9 miljoen jaar, n.l. van het Pliocene tot en met het Saalien. In de volgende ± 90.000 jaar, van het Saalien tot het Boreaal, steeg de temperatuur weer tot ongeveer het huidige niveau, zij het dat het wat minder vochtig was. Het temperatuurverloop is o.a. vastgesteld aan de hand van de stuifmeelkorrels in de diverse lagen (pollenanalyse, zie ZAGWIJN 1975). Behalve op de flora en de fauna heeft de lagere jaartemperatuur invloed gehad op de stand van de zeespiegel. Hoe lager de temperatuur des te lager de stand van het zeewater en des te sneller de uitbouw van de delta. Tijdens de warme inter-glacialen waren er transgressies.

O.a. door de afwisseling van trans- en regressies zijn er hiaten tussen een aantal sedimentaire pakketten opgetreden. Tijdens een algemene temperatuurdaling is er tevens een verhoogde erosieve afbraak in de hoger gelegen lever-gebieden, dit vooral onder invloed van vries/dooi processen. Gaat dit samen met een grotere regenval — hetgeen waarschijnlijk het geval was — dan bevordert dit de aanvoer van sedimenten en dus ook de aangroei van de delta.

DE VOLGORDE VAN DE AFZETTINGEN EN HUN SAMENSTELLING

Het Kwartair is verdeeld in het Pleistoceen en het Holoceen. Sedimentaire gesteenten worden in volgorde van hun ontstaan beschreven, indien mogelijk met de ouderdom en de tijdsduur die een gelaagdheid weergeeft (stratigrafie). Van het Pleistoceen zijn bij Hattem vier formaties te zien, resp. de Tegelen-, de Harderwijk-, de Enschede- en de Urk-Formatie. Zie tabel 1. In het algemeen wordt het voorkomen van bepaalde fossielen gebruikt als aanwijzing van de ouderdom van een gesteente. Voorzover mij bekend zijn er bij Hattem alleen in de Tegelen-Formatie een klein aantal slecht geconserveerde pollen gevonden. Het is hierdoor dat de indeling van het Pleistoceen bij ons vrijwel geheel op lithologische kenmerken berust. Hiertoe kijkt

Tabel 1. Gedeelte van de pleistocene stratigrafie en de ouderdom van de formaties. In de temperatuur-kolom zijn de ijstijden gearceerd; wit = interglaciaal. Zie het verschil tussen zuidelijke (S) en noordelijke (N) afzettingen. Naar DOPPERT e.a. (1975).

	O U D E R - D O M	Temp.	M. S. T R A T I - G R A F I E (Formatie van...)	
Midden-Pleistoceen	Saalien		Urk	Veghel
	Holsteinien			
	Elsterien			
Vroeg-Pleist.	Cromerien-complex	hiat	Enschede	Sterk-sel
	Menapien			
	Waalien		Harderwijk	Kedichem
	Eburonien			
	Tiglien			
			Tegelen	

men naar de mineralogische samenstelling, de afmeting en de variatie van de korrels, de mate van afronding, het percentage en verhouding van eventuele zware mineralen (o.a. granaat, epidoot, stauroliet, toermalijn), de sortering enz.; kortom een petrografische analyse. Uitvoerende beschrijvingen staan in de publicaties van ZANDSTRA (1971) en ROEP (1977), waarin tevens een fijnere onderverdeling van de formaties wordt aangegeven. Aangezien dit ons te ver zou voeren laat ik deze achterwege. Een aantal van de belangrijkste gegevens zijn samengevat in tabel 2.

Uit de aanwezige mineralen is o.a. na te gaan uit welke landstrekken de sedimenten afkomstig zijn. Soms is dat duidelijk, bijv. typische mineralen uit Thüringen, de Harz of de Eifel. Er is echter tijdens eerdere ijstijden vrij veel materiaal uit Scandinavië in de Noordduitse gebieden afgezet. De uitbreidende ijskap dwong de toenmalige Elbe, Weser en andere rivieren tot een afbuiging in westelijke richting waardoor noordelijk materiaal vanuit een oostelijke richting naar ons land is vervoerd. Mede door deze processen is er nogal wat vermenging opgetreden.

De afkomst van materiaal is ook zonder de complicatie door de ijstijden al lastig. Een rivier die bijv. in de Harz ontspringt bevat palaeozoisch gesteente; zij passeert zowel mesozoïsche als tertiaire gesteenten alvorens de vracht als kwartaire afzetting tot rust komt. Uit elk van deze gesteenten, met verschillende ouderdom en eigenschappen, kunnen mineralen in de eindafzetting worden aangetroffen.

VERBREIDING VAN DE FORMATIES

Vooraf door de Rijks Geologische Dienst zijn in ons land honderden meer of minder diepe boringen verricht. Petrografische analyse geeft de mogelijkheid van onderling vergelijk. Hieruit is door correlatie van gelijke afzettingen de geografische verbreiding van de diverse formaties af te leiden. Stel dat onze delta door sedimenten zou zijn gevormd die alleen afkomstig waren van de Rijn en de Maas. Misschien zou het mogelijk zijn hun relatieve aandeel vast te stellen; eventueel ook de variatie van het geleverde materiaal per tijdseenheid. En dankzij erosievlakken zouden we een indruk kunnen krijgen van wijzigingen van de zeespiegelstand, maar een tijdsbepaling lijkt vrijwel uitgesloten. Door de aanvoer van gesteenten via het Noordduitse rivierenstelsel kwam andersoortig materiaal 'onze' Noordzeebocht opvullen. Er waren als het ware twee delta's, elk met andere sedimenten en met ongelijke aanvoer. Waar de randen van deze delta's elkaar raakten ontstond óf een vermenging, óf

Tabel 2. Volgorde van de formaties en hun onderverdeling in members. De eerste kolom geeft ook de richting van de aanvoer aan. R = Rijn; M = Maas; N = noordelijk (Scandinavië); O = oostelijk, van Oostzee tot Thüringen. Naar tabel I - IV in ZANDSTRA (1971) en ROEP (1977).

STRATI- GRAFIE (Formatie)	ONDER- VERDELING (afzetting = member)	HOOFDKLEUR van het GRIND	KENMER- KENDE BESTAND- DELEN	
URK FORMA- TIE	fijn tot matig grove zanden grindarm	bont met grijze, groene, rode en zwarte componenten	melkkwarts	epidoot
	bruin grof zand met grind, kiezels en stenen		grijsgroene palaeozoïsche zandsteen	zirkoon
RIJN met wat MAAS aanvoer	klei-trajecten kleiballen, dalop- vulling(erosie)	minder bont meer grijs met zwarte en wat witte en rode componenten	donkere kwartsiet	veel augiet
	groen, lemig laag- complex; muscoviet		lydriet	alteriet hoornblende
ENSCH- DE Form. Veel N en wat O.	grove zanden grindhoudend Hatterm-lagen met R en M	grijs met witte zwarte en rode componenten	Thüringer- woud- porfier	alteriet hoornblende iets augiet
			micro- pegmatiet	veel topaas wisselend % alteriet
HARDER- WIJK F. ± alleen N.	grove zanden met fijn grind	grijs - wit	epidoot veldspaat wisselend % granaat	weinig topaas
				alteriet hoornblende als boven maar minder
TEGEL- FORMATIE R + M, gemengd met N en O	klei met inschakeling van fijne zanden	donker grijs; getijden- afzetting	veldspaat-poeder in de slib-fractie donkere kwarts	

beurtelings overheerste een van beide. In de laagdheden zien we dan een vingervorming in elkaar grijpen (Verzahnung, inter-fingering): het raakvlak van de twee soorten sediment gaat heen en weer. De figuren 2 A-D tonen verbreidingskaarten van de formaties die in Hatterm een rol spelen (naar DOPPERT e.a. 1975; zie ook ZAGWIJN 1974).

Overigens is het aardig om te bedenken wat het voor ons land zou betekenen als deze oostelijke aanvoer er niet zou zijn geweest: Nederland

zou aanzienlijk kleiner zijn. Geen Utrechtse Heuvelrug of een zandige Veluwe, maar vermoedelijk daar een laagveengebied. De ijsmassa's die vóór het Saalien onze streken nog niet bereikten hebben, doordat ze de afbuiging van de Duitse rivieren induceerden, een veel grotere invloed op de vorm van ons land gehad dan het beruchte Saalien zelf. De oostelijke aanvoer gaf de Harderwijk- en Enschede-afzettingen, die bij Assen 50, onder Noord-Holland 160 meter dik zijn. Zonder deze aanvoer geen 'moord te Dok-

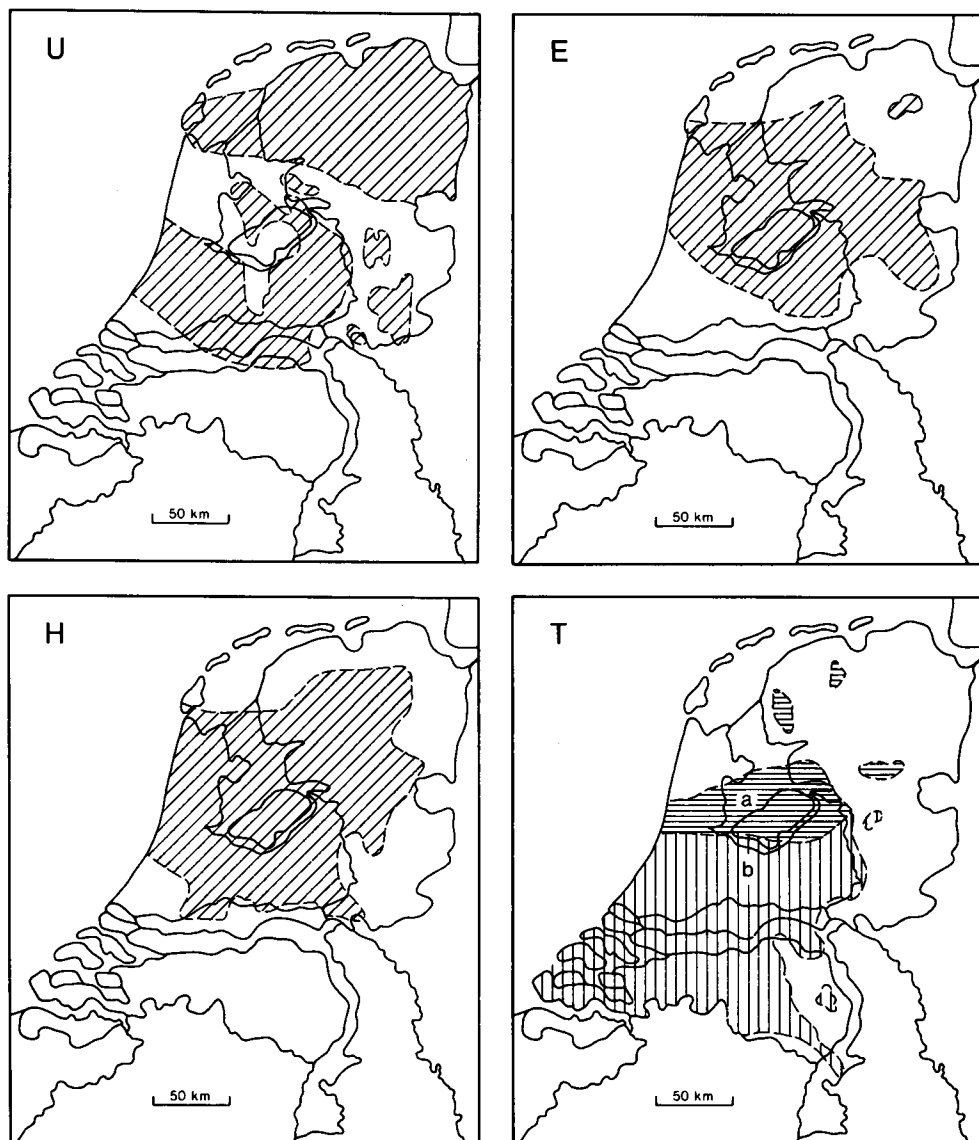


Fig. 2: Huidige geografische verbreiding van de formaties aan of vlak onder het oppervlak van jong naar ouder. U = Urk-Formatie; E = Enschede-Formatie; H = Harderwijk-Formatie; T = Tegelen-Formatie (a = Harderwijk-afzetting met kleilagen die op de Tegelen-afzetting (b) lijkt). Naar DOPPERT e.a. (1975).

kum' noch een Afdeling van de N.G.V. in Amsterdam, dus ook niet dit artikel.

Naast de onderscheiding in laagpakketten en hun opvolging (stratigrafie), de samenstelling en hoedanigheden van het afgezette materiaal (petrologie) kan er ook gelet worden op de structuren die tijdens de afzetting door de min of meer fijne korrels zijn gevormd, waardoor er een uit-

spraak is te doen over het milieu waarin de sedimentatie heeft plaats gevonden (sedimentologie). Hoewel het o.a. mogelijk is de richting van aanvoer en de relatieve stroomsterkte van de rivieren aan te geven, beperken we ons hier tot een eenvoudige indeling, n.l. afzetting in een getijdenzone en in een fluviatiel milieu. Zie tabel 2.

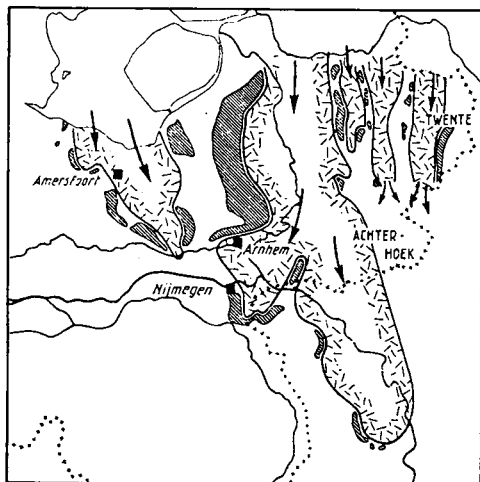


Fig. 3: Verbreiding van de gletsjertongen. Gearceerd = stuwwallen; ongeregelde streepjes = grenzen van de ijstongen; pijlen = richting van de gletsjerstroom. Uit TER WEE (1962).

ONTSTAAN VAN DE STUWWALLEN

De oudste opvatting over de vorming van de stuwwallen is dat deze heuvels waren ontstaan als eindmorenen. Later dacht men aan een opduwen door het voortschuivende ijs als door een

bulldozer opgewerkt. Dit is bij velen nog de gangbare opvatting. In het kwartaalblad van Natuurmonumenten 'Natuurbehoud' mei 1986 staat op blz. 43: 'De gletsjers stuwden grond voor zich uit tot een soort wal'. Ook ZONNEVELD (1981) laat zich in die richting uit. Het zouden dus voornamelijk horizontale krachten zijn die de wallen hebben veroorzaakt. Het inzicht over het ontstaan van de stuwwallen is thans een andere.

Ruwweg liep het front van het lands in het Saalien langs de lijn Castricum-Hoorn-Urk-Ootmarsum (ZAGWIJN 1974), waarna het in West-Duitsland naar het zuiden afboog tot de omgeving van Duisburg. Vanuit dit dikke ijspakket drongen ijstongen naar het zuiden over lager gelegen delen, waarbij rivierdalen richtinggevend konden zijn; zie figuur 3 (TER WEE 1962). Er liep onder meer een flinke gletsjertong door het huidige dal van de IJssel, waar ook toen vermoedelijk een afvoerrader van de Rijn liep. Het ijs drong via de toenmalige Rijnbedding tot aan Duisburg. De betreffende gletsjertong moet een flinke dikte hebben gehad gezien de grote afstand welke deze heeft bereikt. De verschillende stuwwallen zijn niet tegelijkertijd gevormd maar in een aantal fasen (MAARLEVELD 1981). Het Saalien duurde ± 50.000 jaar; in zo'n tijdsverloop zullen er ook kleinere klimaatschommelingen zijn geweest. De voortbeweging van een gletsjer, zeker over vrijwel horizontale bodem, is niet zozeer schuivend dan wel vloeiend, zoals een

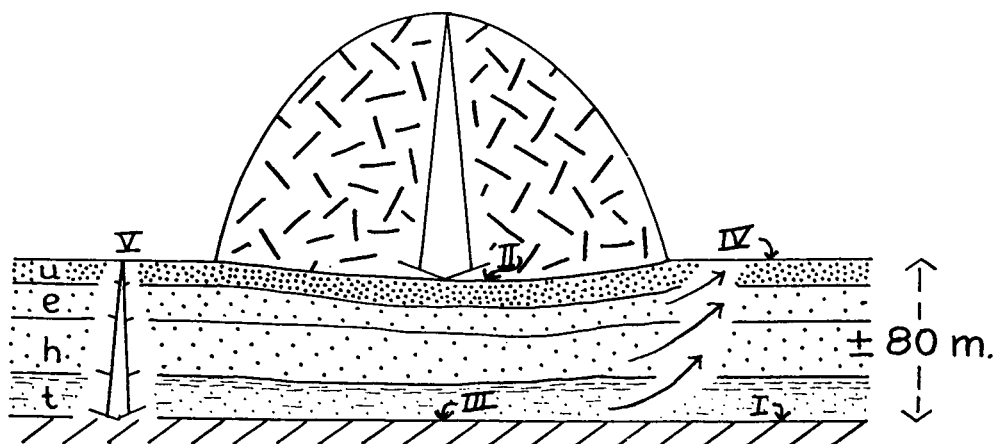


Fig. 4: Drukverhoudingen in het gesteente onder invloed van het ijspakket. Niet in verhouding getekend. Gletsjer is 500 m dik en ± 15 km breed. Formaties: t = Tegelen, h = Harderwijk, e = Enschede en u = Urk. De verticale druk is: hoogte in meters x soortelijk gewicht gedeeld door 10 = kg per cm^2 . I = onderkant van Tegelen; F = Formatie; druk is $80 \times 2,5 : 10 = 20 \text{ kg/cm}^2$. II = druk onder het ijs is $500 \times 1 : 10 = 50 \text{ kg/cm}^2$. III = druk onderkant van Tegelen-F onder het ijs is I plus II = 70 kg/cm^2 . IV: De druk aan de bodem is nul (eigenlijk 1 atmosfeer). V geeft aan een toenemende druk met de diepte. Schuine pijlen = richting van schubvormige opschuivingen onder invloed van het drukverschil tussen III en IV.

dikke teer voortkruipt. Er vindt een voortduren- de rekristallisatie van het mineraal ijs plaats d.w.z. 'oplossen' onder druk aan de aanvoerszij- de en uitkristalliseren aan de luwzijde. Het proces is te vergelijken met het 'vloeien' van meta- morfe gesteenten, zij het dat daar de druk en de temperatuur veel hoger zijn.

TEKTONIEK

Vroeger werden tektoniek en gebergtevorming als min of meer gelijkwaardige begrippen be- schouwd. Thans spreekt men meer over 'structu- rele geologie', waarbij vooral wordt gelet op de manier waarop gesteenten reageren op krachten die het gesteente kunnen deformeren; ook hoe andersom uit de vervorming van gesteenten iets over de veroorzakende krachten is te zeggen. Toch spreekt men nog over 'tektonische proces- sen'. De voornaamste kracht hierbij is de druk. Deze kan zowel positief als negatief zijn, resp. druk en rek. Een kist op een betonnen vloer rustend kunnen we verplaatsen door aan een kant te duwen of door er aan de tegenovergestel- de kant aan te trekken. Alvorens de kist gaat schuiven moeten we allengs harder duwen tot het moment waarop de beweging inzet; daarna kun- nen we de beweging onderhouden met een min- der sterke krachtinspanning. We moeten eerst de weerstand tussen de twee vlakken overwinnen: de schuifweerstand. Olie op de vloer, maar ook zaagsel, zal de schuifweerstand aanzienlijk ver- minderen. De schuifweerstand wordt o.a. be- paald door het gewicht van de massa die ver- plaatst wordt en door het soort van contact tus- sen voorwerp en vloer.

In ons geval oefent het ijspakket van de glets- jer een verticale druk uit op de eronder liggende sedimentaire lagen; de relatieve rektoestand be- vindt zich buiten de rand van de gletsjer: zie fi- guur 4. Door de druk (= gewicht) van het ijs worden de sedimenten enigszins samengeperst en wel meer naarmate ze rijker zijn aan kleideeltjes. Tussen de korrels bevindt zich echter poriënwa- ter dat nu minder ruimte heeft, m.a.w. zelf een druk opbouwt. Deze druk kan dermate oplopen dat ze die van het ijs plus het eigen gewicht van het sedimentpakket benadert. Is er op een be- paalde diepte een gelijke druk in het sediment en in het poriënwater, dan is op dat niveau de schuifweerstand zeer klein of vrijwel nul.

De samenstelling van de sedimentaire lagen is niet overal hetzelfde. Er komen kleirijke afzet- tingen in voor en juist deze zijn plastischer in ge- drag dan de silt-, zand- en grindlagen, waardoor ze als smeerlaag kunnen optreden. Het zal duide- lijk zijn dat er bij een samengaan van een hoge poriëndruk in een kleilaag een toestand ontstaat

waarbij het gehele, boven de kleilaag gelegen, pakket aan de druk van het ijs kan ontsnappen door zijdelings (ten opzichte van het gletsjerli- chaam) weg te schuiven. Hierbij kunnen schub- achtige opschuivingen en/of overschuivingen ontstaan; zie figuur 5. Opmerkelijk is dat bij de, vermoedelijk snelle, verplaatsing van de sedi- mentaire pakketten de interne structuren binnen de gelaagdheden behouden blijven met uitzonde- ring van die bij het schuifvlak.

De deels geschatte dikten van de verplaatste schubben in de stuwwal bij Hattem zijn in de orde van 40 tot 80 meter. VAN DER WATEREN (1981, 1985) heeft een stuwwal in de Utrechtse Heuvelrug bestudeerd (Kwintelooijen), waar een 20-tal overschuivingen over elkaar voorkomen met dikten van enkele tot 25 meter. Hieruit heeft hij de hoogte van het gletsjerijs in de Gelderse Vallei berekend. Op 500 meter van de ijsrand komt hij tot een dikte van de gletsjertong van 250 meter. Gezien de grotere afmeting van de gletsjertong in het Ijsseldal en de grotere dikten van de schubben bij Hattem is een hoogte van het ijspakket van ± 500 meter m.i. niet onwaar- schijnlijk. Het bovenstaande is een sterk vereen- voudigde weergave, bovendien nogal apodictisch gesteld; zie voor een meer genuanceerde be- schrijving de artikelen van VAN DER WATEREN.

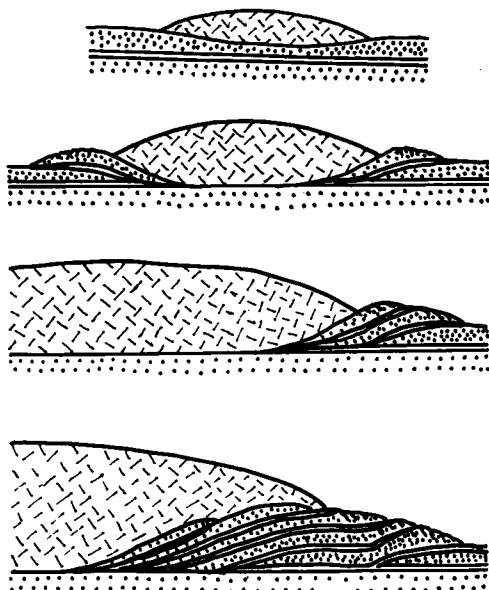


Fig. 5: Ontwikkeling van een serie overschuivingen in de Utrechtse Heuvelrug: allengs grotere dikte van het ijs geeft een toenemend aantal overschuivingen (VAN DER WATEREN 1985). Dubbele lijn = kleirijke laag op ± 25 m diepte. Bij Hattem is de verplaatsing mijns inziens in één beweging gebeurd, waardoor relatief meer schubben en minder overschuiving.

Voorzien van de nodige voorkennis bezoeken we nu de zand- en grind-groeve. Zie voor de plaats van aanduiding figuur 6 (topogr. kaart 27-oost, gridnummer H 494,8; B 200,2. Langs de zuidzijde van de Oranje Nassaulaan, die in het verlengde van de Leemculeweg loopt, zien we het toegangshek. De groeve is vrij toegankelijk op werkdagen en op zaterdag tot 12 uur. Het terrein bestaat uit twee gedeelten. Vanaf de inrit is links een vrij ondiep gedeelte, ongeveer 100 bij 200 meter groot, waarop huisvuil wordt gestort, dat echter steeds wordt afgedekt. Meldt u even bij de drijver van de bulldozer. Ons doel is hier de zuidelijke wand, een beschermd Gea-object; zie fig. 7. De vuilstort stopt een vijftal meters voor de wand. Direct langs de wand is het dus lager, waardoor het er na regen vochtig kan zijn, dus laarzen o.i.d. zijn aanbevolen. Rechts van de inrit bevindt zich een ongeveer 13 meter diepe kuil van vrijwel dezelfde afmeting. Deze is in exploitatie. Het is wellicht aardig deze ná het bekijken van de eerste wand te bezoeken, echter niet met een grote groep. Misschien lukt het u ook daar de schubben te vervolgen. In een paar richtingen zijn doorsneden van de sedimentaire structuren van rivierafzettingen te zien.

De foto van figuur 8A geeft een overzicht van de wand die ongeveer 4½ m hoog is en ± 70 m lang. Op de tekening van fig. 8B staan de grenzen van de vier zichtbare formaties aangegeven met de hoeken waaronder de grensvlakken hellen; de richting van de hellingen variëren om de 78 graden oostwaarts. We zien twee incomplete schubben: rechts de twee bovenste formaties

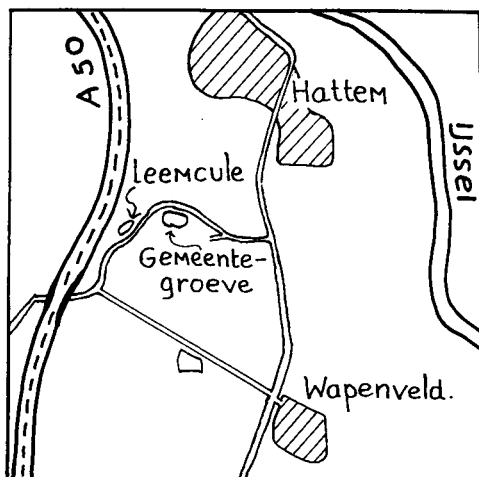


Fig. 6: Plaats van de Gemeente-groeve ten zuiden van Hattem.

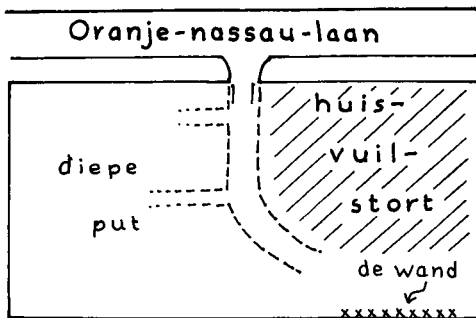


Fig. 7: Schematische plattegrond van de groeve met aanduiding van de wand.

(Urk en Enschede F.) van de 'onderliggende' schub, links de onderste twee formaties (Harderwijk en Tegelen F.) van de volgende schub. Ongeveer in het midden van de wand zien we het schuifvlak waar links de oudste Tegelen-Formatie naast de jongste Urk Formatie (rechts) loopt. De schematische figuur 8C geeft de verhoudingen beter aan. De dikten van de formaties, gemeten langs het loopvlak, zijn aangegeven, zij het dat de uiterste formaties dikker zijn dan hier gemeten omdat ze aan de zijwanden nog doorgaan, echter voor ons niet meer zichtbaar zijn.

Afhankelijk van het weer (d.w.z. de vochtigheid) kunnen we de kleurverschillen meer of minder goed zien. Laat u niet verwarren door het omlaaggekomene materiaal van de bodemlaag die over het totale pakket aanwezig is (kleur zeer donkergrijs tot bruinzwart). Het verschil in grofheid van de korrels (silt, zand en grind) en de aanwezigheid van klei is goed zichtbaar, de laatste vooral in de Tegelen-formatie; zie de gegevens op tabel 2. Als u op diverse plaatsen wat zand tussen de vingers wrijft valt het verschil in klei-gehalte snel op.

Hoewel het zwaartepunt van dit artikel ligt op de tektonische verschijnselen wil ik op enkele sedimentologische structuren wijzen. Ze zijn ook op figuur 8C aangegeven. Het meest opvallend zijn de rivierafzettingen in de Harderwijk-, de Urk- en de Enschede-formaties: kris-krasgelaagdheid met meerdere geulen er in. Deze zijn herkenbaar aan een grovere korrel. De Tegelen-formatie is een getijden-afzetting, dus neergelegd in kustwater i.p.v. boven de zeespiegel zoals de andere drie. We zien afwisselende klei en silt/zand laagjes, vooral bovenaan, dus bij de grens met de Harderwijk-Formatie. Hier zijn zgn. 'flasers' gevormd: de zandige gelaagdheid is overgegaan in meerdere series van zandlenzen omgeven door een dunne 'matrix' van klei. De flasers zijn zeer kenmerkend voor een getijdengebied en worden o.a. in de Waddenzee steeds

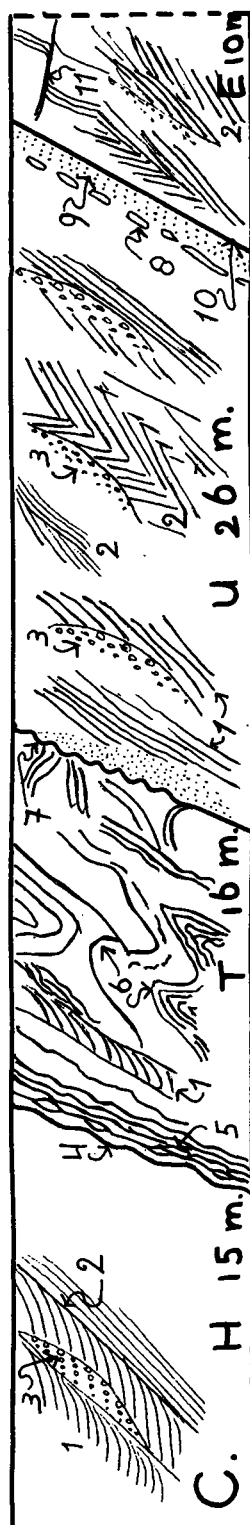
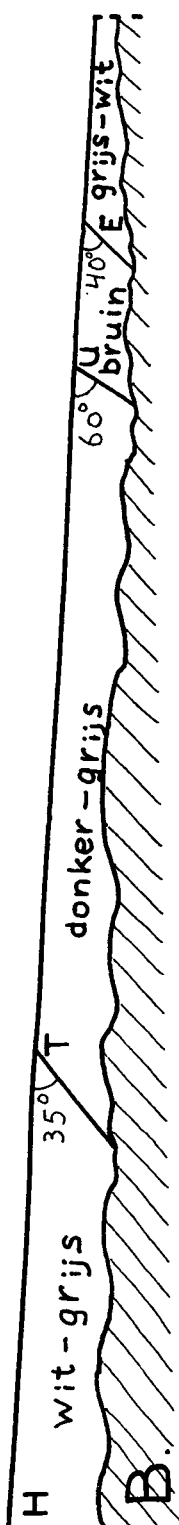
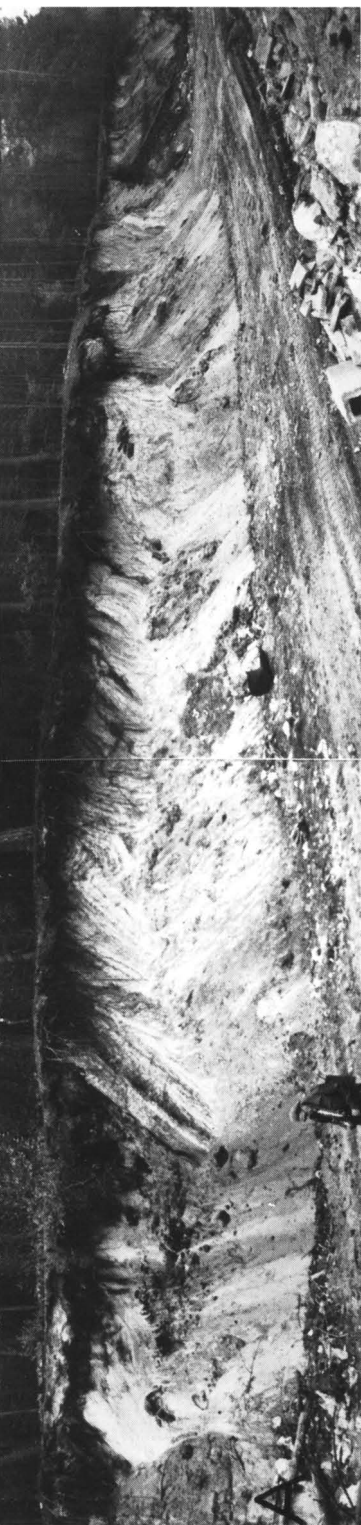
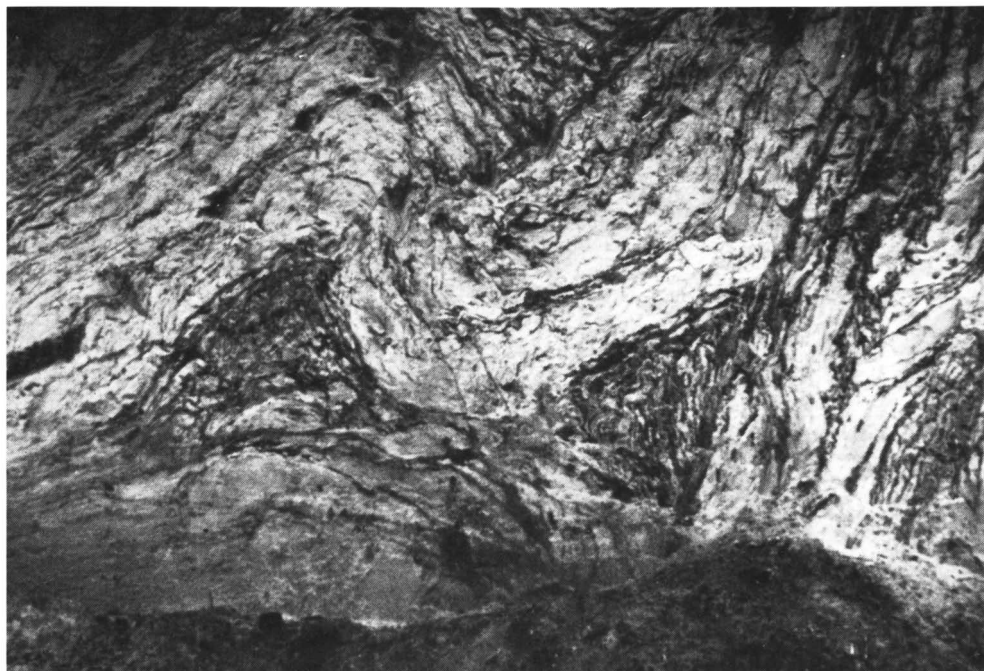


Fig. 8: A = overzichtsfoto van de wand ($4\frac{1}{2} \times 70$ m).
 B = aanduiding van de formatiegrenzen op de foto met hun hellingshoeken. H = Harderwijk-F.; T = Tegelen-F.; U = Urk-F.; E = Enschede-Formatie. Tussen T en U het schuifvlak.
 C = dikte van de zichtbare pakketten in de wand. Schematische aanduiding van de sedimentaire en tektonische verschijnselen: 1 = laminaire rivierafzetting; 2 = kras-gelgenheid; 3 = riviergeultje; 4 = geërodeerd vlak; 5 = flaser-laag, zie fig. 9; 6 = plooiën, zie fig. 10; 7 = het schuifvlak tussen twee schubben; 8 = kleiballen; 9 = lenige 'groene laag'; 10 = grens tussen U en E.; 11 = ± horizontale breuk, zie fig. 11.



Fig. 9: Tegelen-Formatie; getijdenafzetting met flaser-structuren, schuin aangesneden. Hoogte van foto 60 cm. Nr. 5 van fig. 8C.

Fig. 10: Inwendige plooien in Tegelen-Formatie; hoogte van foto 1 meter. Nr. 6 van fig. 8C.



weer gevormd (fig. 8C en 9). Zie voor de kleuren en typische mineralen tabel 2.

Het is opmerkelijk dat deze verschubde pakketten vrijwel niets van hun sedimentaire structuren hebben verloren: een duidelijke aanwijzing dat de verplaatsing zonder hiaten in de tijd in één beweging heeft plaats gevonden. De zandlichamen gedragen zich als een vast gesteente, uitgezonderd daar waar ze tot aan de oppervlakte zijn geschoven. Hier kunnen bij de overgang van schub naar overschuiving sterke verstoringen optreden. Van deze overschuiving is hier vrijwel niets te zien; alleen wat 'omkrulling' van de zgn. 'groene bank' in de Urk-formatie op de grens met de Enschede zanden. Overschuivingen zijn er beslist geweest maar hetzij door het uitbreidende ijs, hetzij ná het Saalien door de wind geërodeerd. Er zijn ter plekke geen dekzanden afgezet, dus er is alleen maar afgevoerd.

Door het hoge kleigehalte heeft de afzetting van Tegelen een grote plasticiteit. Tijdens de verplaatsing en schubvorming zijn de oorspronkelijk parallelle laagjes binnen het Tegelen-pakket gedeeltelijk verbogen en/of geplooid, vooral in de buurt van het schuifvlak, maar ook midden in het pakket. Er zijn tijdens de verplaatsing niet alleen drukverschillen opgetreden, maar de druk die oorspronkelijk vertikaal was door de zwaarte van het zeer dikke ijspakket, kon vooral tijdens de elkaar opvolgende schubben-vorming vervangen worden door een meer laterale (= zijdelingse) druk. Deze is aan de vormen van de inwendige plooien in de Tegelen-formatie af te lezen (zie figuur 10 en fig. 8C nr. 6).

Tegenover het begrip 'plastisch' staat de aanduiding 'competent'. Ook dit is een relatief begrip waarmee men aanduidt dat een gesteente stijver, minder goed vervormbaar is dan de naastliggende gesteenten. Het verschil tussen incompetent (= plastisch vervormbaar) en competent gesteente is in deze ontsluiting goed te zien. Terwijl de Tegelse sedimenten nogal inwendig zijn vervormd is het Enschede-pakket weliswaar ongestoord, maar zijn hierin breukvlakken te zien met een kleine verschuiving. Het thans hoger liggende deel is enkele centimeters westwaarts verschoven t.o.v. het onder de breuk liggende gedeelte. Het breukvlak verloopt ± horizontaal. Zie fig. 8C, nr. 11 en fig. 11.) De richting van de verplaatsing is o.a. te zien aan de sleuring. Sommige bijna haaks op de breuk staande kleihoudende laagjes zijn meegebogen in de richting van de verplaatsing. De mate van verplaatsing is ook aan deze laagjes af te lezen (fig. 11). Er zijn nog breukjes in andere richtingen te zien: deze zijn vermoedelijk ná de opschuivingen ontstaan. Hiervoor kunnen we een paar oorzaken aanwijzen: a. de lagen die oorspronkelijk horizontaal waren afgezet staan nu scheef met

een helling van 35 tot 60°; de korrels drukken nu onder een andere hoek tegen elkaar; b. ze hangen samen met de interne verplaatsing langs het breukvlak; c. de overschuivende pakketten zijn de oorzaak.

Veel van bovengenoemde verschijnselen kunnen we ook in de gebergten van de landen om ons heen waarnemen. Het is goed te bedenken dat ook daar deze vervormingen enz. dikwijls hebben plaats gevonden voordat de sedimenten

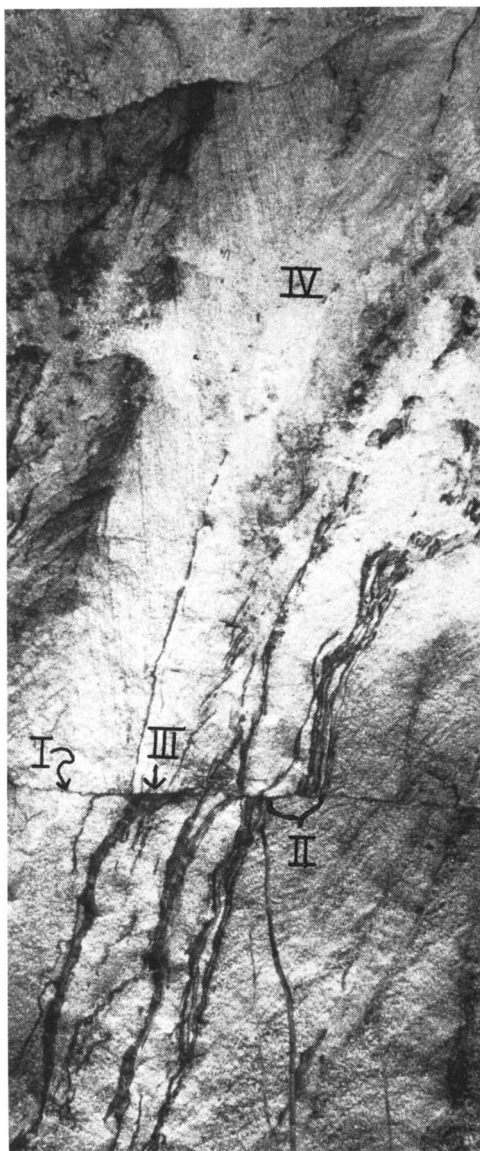


Fig. 11: Enschede-Formatie; I = ± horizontale breuk; II = verzet van 6 cm.; III = sleuring; IV = kriskrasgelaagdheid. Totale hoogte 120 cm.

zich tot 'echt' gesteente hadden verhard. Hopelijk bent u het mij eens dat dit een leerzaam excursiepunt is: er is weinig te vinden maar veel te zien.

Zonder de publicaties van anderen zou dit artikel niet zijn ontstaan. Drs. Th.B. Roep heeft de plek voor mij 'ontsloten'. Mijn dank gaat verder

naar Ir. B.P. Hageman, directeur van de Rijks Geologische Dienst, voor diens toestemming gebruik te mogen maken van afbeeldingen uit publicaties van deze dienst; ook dank ik de heer J.J. Wiersma, fotograaf van het Geologisch Instituut van de Universiteit van Amsterdam voor zijn hulp.

SUMMARY

Instead of the theory that ice-pushed walls are formed through horizontal pressure by the Saalien glacier (bull-dozor-effect), it is suggested here that it was vertical pressure of the ice-mass what caused imbrication and overthrusting of pre-glacial sediments. After general information about the formation of the delta, the stratigraphy, the sedimentary petrology, and the geographical distribution of the formations, the basic tectonics are described. The article ends with a description of the Municipal Sand-and-gravel pit near Hattem (Central Netherlands). Attention is given to the tectonic and sedimentological features, with emphasis on the different behaviour of the clay-rich subtidal Tegelen- and the sandy fluvialite Enschede-Formation.

LITERATUUR

- DOPPERT, J.W.CHR. e.a., 1975: Formaties van het Kwartair en Boven-Tertiair in Nederland. Toelichting bij geologische overzichtskaarten van Nederland. Rijks Geologische Dienst, 1975.
- GILBERT, G.K., 1885: The topographic features of lake shores. Ann. Rept. U.S. Geol. Surv. 5, 75-123.
- MAARLEVELD, G.C., 1981: The sequence of ice-pushing in the Central Netherlands. Meded. Rijks Geol. Dienst 34, 2-6.
- ROEP, TH.B., 1977: A descriptive and 'intuitive' thin-section analysis of Pleistocene sands of the Netherlands near Hattem. Meded. Rijks Geol. Dienst 28, 149-163.
- WATEREN, D.F.M. V.D., 1981: Glacial tectonics at the Kwintelooyen sandpit, Rhenen, the Netherlands. Meded. Rijks Geol. Dienst. 35, 252-268.
- WATEREN, D.F.M. V.D., 1985: A model of glacial tectonics, applied to the ice-pushed ridges in the Central Netherlands. Bull. geol. Soc. Denmark 34, 55-74.
- WEE, M.W. TER., 1962: The Saalian glaciation in the Netherlands. Meded. Geol. Sticht. N.S. 15, 57-76.
- ZAGWIJN, W.H., 1974: The palaeogeographic evolution of the Netherlands during the Quaternary. Geol. en Mijnb. 53, 369-385.
- ZAGWIJN, W.H., 1975: Indeling van het Kwartair op grond van veranderingen in vegetatie en klimaat. Toelicht. Geol. Overzichtskaarten v. Ned. 1975, 109-114. Rijks Geol. Dienst.
- ZANDSTRA, J.G., 1971: Geologisch onderzoek in de stuwwal van de oostelijke Veluwe bij Hattem en Wapenveld. Meded. Rijks Geol. Dienst, N.S. 22, 215-260.
- ZONNEVELD, J.I.S., 1981: Vormen in het landschap. p. 276.