

## De Moho onder Nederland

E.J.T. Duin\*

Om in ons land oudere aardlagen te kunnen bestuderen kunnen we alleen in het oosten en zuiden terecht. Hier liggen deze lagen aan of dicht onder het oppervlak. In de rest van het land moet er worden geboord of met behulp van seismisch onderzoek naar deze lagen worden "gekeken". Het grootste deel van dit onderzoek is ten behoeve van de opsporing van steenkool en olie en gas. Een dieptebereik van 3 tot 4 kilometer is hiervoor genoeg. Onlangs zijn er in ons land seismische opnamen uitgevoerd die heel wat dieper reikten en waarbij de overgang tussen de aardkorst en de mantel is bereikt.

De Aarde is opgebouwd uit de kern en daaromheen de mantel en de korst. De aardkorst is een betrekkelijk dunne zone vast gesteente, die de Aarde als een soort schil omvat. De gesteenten van de korst zijn lichter dan het gesteente van de onderliggende mantel. De korstdikte bedraagt op het continent 30 tot 50 km, terwijl onder de oceanen de korst slechts een dikte bereikt van maximaal 10 km. In figuur 1 is een schematische

km/sec tot 8 km/sec, waarmee seismische trillingen zich voortplanten. Wat deze snelheids-sprong betekent in termen van samenstelling van de gesteenten is op dit moment nog niet precies bekend.

### VERSCHILLENDE GELUIDSBRONNEN

In 1986 en 1987 zijn in Nederland drie regionale seismische lijnen opgenomen. De totale registratietijd van de teruggekaatste trillingen was 15 seconden. Het doel van deze opnamen was onder andere om onderzoek mogelijk te maken naar de structuur van de korst en naar de relatie tussen

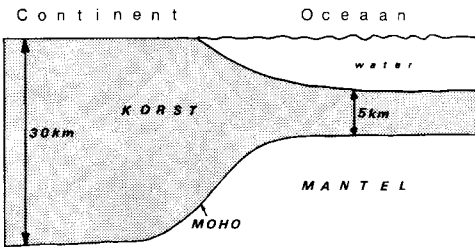


Fig. 1. Een schematische doorsnede van de aardkorst. Duidelijk is te zien dat de korst onder de oceanen aanzienlijk dunner is. De Moho bevindt zich op de overgang van korst naar mantel.

doorsnede van de korst weergegeven. Op het continent zowel als onder de oceanen wordt de bovenste laag van de korst gevormd door een sedimentpakket, dat kilometers dik kan zijn. In Nederland kan de sedimentdikte zelfs meer dan 10 km bedragen. De overgang van de aardkorst naar de mantel wordt de Mohorovicic discontinuïteit, ofwel kortweg Moho, genoemd. Deze overgang wordt voornamelijk gekenmerkt door een abrupte toename van de snelheid, van 7

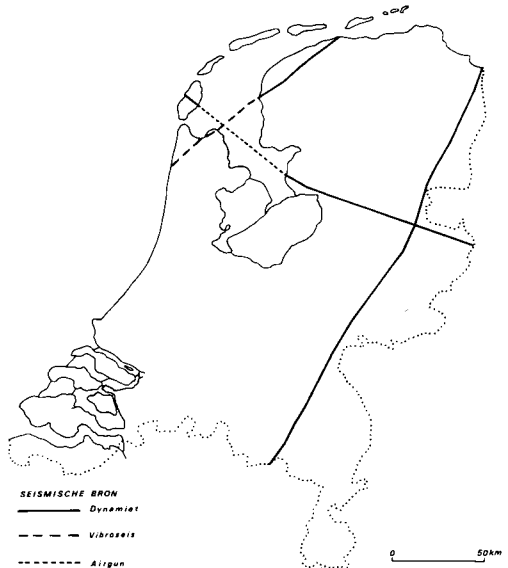


Fig. 2. De lokaties van de diepe seismische lijnen.

\* Broekbeeklaan 16  
1861 TP Bergen

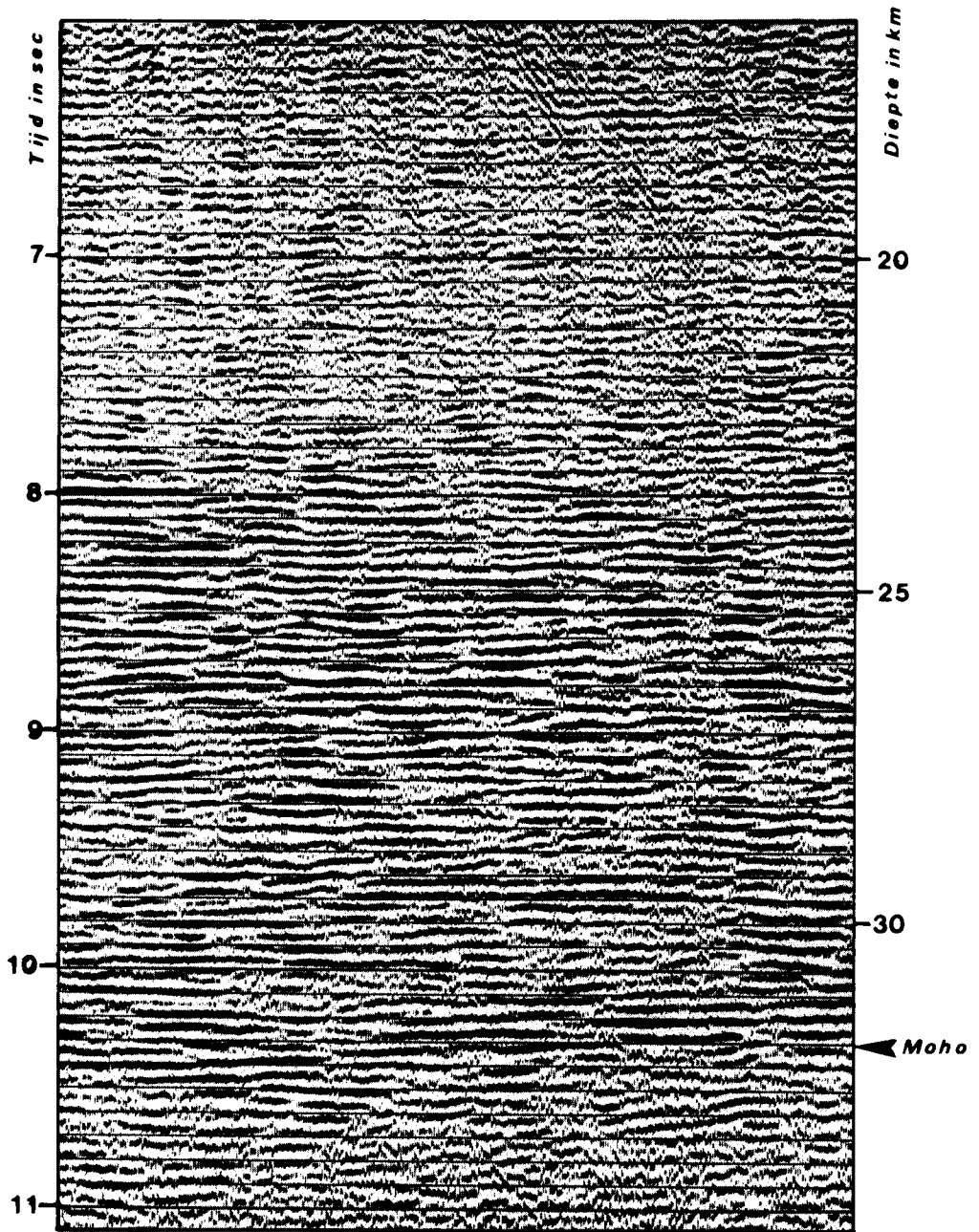


Fig. 3. Een stuk van het seismisch profiel van de reflectieve onderkorst. De lengte van de seismische sectie is ongeveer 4 km. (Foto J.van Delft, RGD)

ondiepe bekkens en diepere structuren. Figuur 2 geeft een overzicht van de lokatie van de lijnen. In de figuur is ook aangegeven welke bronnen gebruikt zijn om de seismische trillingen op te wekken. Op plaatsen op het land waar vanwege milieuproblemen (o.a. zoutwaterkwel in Noord-Holland) niet met dynamiet geschoten mocht worden, is gebruikgemaakt van vrachtwagens met een trillende onderplaat (vibrators). Op het IJsselmeer en in de Waddenzee is geschoten met een airgun, een apparaat dat onder hoge druk lucht naar buiten perst in het water. De kwaliteit van de geregistreerde trillingen is voor de sedimenten onafhankelijk van de gebruikte bron. De geluidstrillingen van de vibrators en de airguns blijken in de sedimenten echter zodanig verzwakt te worden, dat er van de diepere korst geen teruggekaatste trillingen meer geregistreerd kunnen worden. Voor het bepalen van de dieptekaart van de Moho zijn de waarnemingen van deze bronnen dan ook niet gebruikt. Een uitvoeriger beschrijving van de opname en verdere verwerkingstechnieken is opgenomen in Remmelts en Duin (1989).

## SEISMISCHE OPNAMEN

De reflectiviteit van de korst onder de sedimentlagen wordt in het algemeen gekenmerkt door een bovenkorst met weinig reflecties, de zogenaamde transparante zone en een onderkorst met meer reflecties. Dit algemene beeld, een transparante bovenkorst en een reflectieve onderkorst, wordt over een groot deel van de wereld waargenomen. De mate van reflectiviteit van de onderkorst in Nederland is niet constant. Er treden grote laterale verschillen op in de waarnemingen. Dit vindt ten dele een directe oorzaak in de laterale heterogeniteit van de onderkorst, maar ook de kwaliteit van de seismische waarnemingen van de diepe korst heeft een belangrijke invloed. De belangrijkste factoren die deze kwaliteit beïnvloeden zijn:

**De gebruikte opnametechnieken.** De kwaliteit zal echter wel constant zijn voor een bepaalde bron.

**De sedimentlagen.** Vooral de dikte van de verweeringslaag, die een sterk negatief effect op de signaaloverdracht heeft en de aanwezigheid van al dan niet gedeformeerde zoutlagen, die het signaal sterk verzwakken, spelen daarbij een rol. Zo worden bijvoorbeeld in Noordoost-Nederland tengevolge van de aanwezigheid van een dik, gedeformeerd Zechstein zoutpakket nauwelijks reflecties waargenomen van de onderkorst.

**De aanwezigheid van "meervoudige reflecties".** Dit zijn trillingen, die enige malen tussen reflectoren weerkaatsen alvorens geregistreerd te worden. Deze signalen kunnen de registraties van de

direct weerkaatste signalen sterk verstoren.

**Het ruisniveau,** dat voornamelijk bepaald wordt door oppervlaktebronnen als verkeer, wind enz.

## AARD VAN DE REFLECTIVITEIT

De aard of oorzaak van de reflectiviteit van de onderkorst is op dit moment nog niet precies bekend. Wel lijkt duidelijk dat de sterkte van de gereflecteerde signalen gerelateerd is aan gemeten warmtestromen aan het oppervlak. In Twente bijvoorbeeld wordt een verhoogde warmtestroom gemeten, die waarschijnlijk samenhangt met de sterke reflecties in de onderkorst op die plaats. De verhoogde warmtestroom wordt veroorzaakt door intrusies in het zogenaamde Brahmsche Massief, net over de grens in Duitsland. Een voorbeeld van de reflectieve onderkorst is gegeven in figuur 3. Voor het omrekenen van tijd naar diepte is voor deze diepte een snelheid van 7 km/sec aangenomen. De lengte van de reflectieve segmenten varieert tussen ongeveer 1 en 2 km. De sterkte van de reflecties varieert met de diepte. De transparante bovenkorst gaat op een diepte van ongeveer 23 km over in de reflectieve onderkorst. In de literatuur (bv. Matthews, 1986) worden een aantal mogelijke oorzaken voor deze reflectiviteit in de onderkorst aangegeven:

- horizontale intrusies vanuit de mantel
- fase-overgangen binnen gedeeltelijk gesmolten lagen
- spanningszones, waardoor lagen langs elkaar bewogen hebben
- heterogeniteit van de onderkorst.

## DIEPTELIJGING VAN DE MOHO

Door verschillende soorten seismische gegevens met elkaar te vergelijken, is geconcludeerd dat de basis van de reflectieve zone in de onderkorst samenvalt met de overgang van de korst naar de mantel, dus met de Moho discontinuïteit (zie fig. 3). Uit de seismische waarnemingen blijkt, dat de Moho zelf vaak niet reflectief is.

Op de drie seismische lijnen is de basis van de reflectieve zone geïnterpreteerd. Vervolgens zijn de gemeten tijdwaarnemingen naar diepte omgezet. Hiertoe moet een snelheid voor de voortplanting van de trillingen in de sedimenten en de rest van de korst aangenomen worden. De snelheid in het bovenste deel van de sedimenten (tot ongeveer 5 km) is bepaald met behulp van waarnemingen gedaan aan diepboringen. Voor de rest van de korst is een gemiddelde snelheid aangenomen van 6.2 km/sec. Deze snelheid is gebaseerd op speciale seismische waarnemingen op de Noordzee (Collette et al., 1970) en op literatuurgegevens over korstsnelheden in omliggende landen (bv. Meiss-

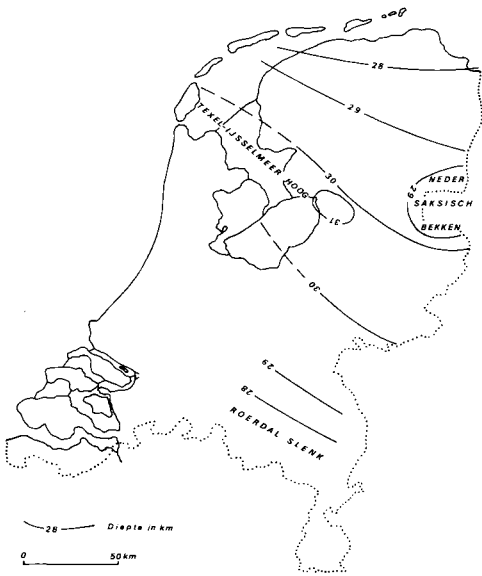


Fig. 4. De diepteligging van de Moho onder Nederland.

ner et al., 1987). In figuur 4 is een voorlopige Moho dieptekaart van Nederland weergegeven, gebaseerd op de drie geïnterpreteerde seismische lijnen. De richting van de contourlijnen is mede bepaald door de NW-SE-trend van de belangrijkste structurele eenheden in Nederland. Een aantal van deze eenheden staan aangegeven in de figuur:

- Het Texel-IJsselmeer Hoog, een in het Carboon ontstaan hoog, dat tijdens de Jura gereactiveerd is. De dikte van de na het Carboon afgezette sedimenten bedraagt ongeveer 2000 m.
- De Roerdal Slenk, een langgerekt bekken, dat een gecompliceerde ontstaansgeschiedenis gehad heeft. De laatste fase van zijn ontstaansgeschiedenis heeft plaatsgevonden in het Kenozoïcum (Geluk, 1989). De maximale dikte van alleen de Kenozoïsche sedimenten bedraagt ruim 2000 m.
- Het Nedersaksisch Bekken, een Mesozoïsch

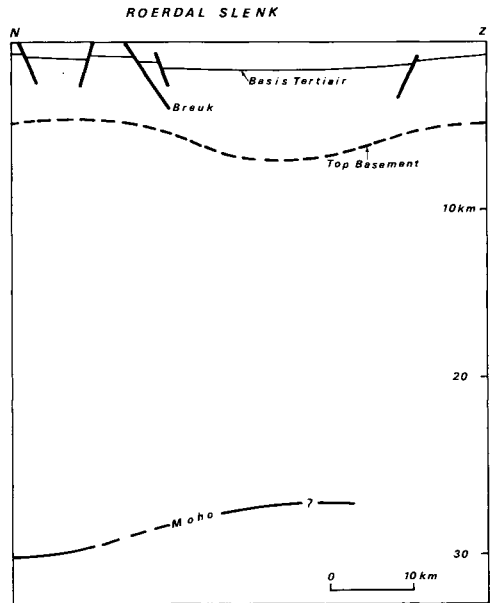


Fig. 5. Een doorsnede van de korst onder de Roerdalslenk.

bekken dat zich over een groot deel van Noord-Duitsland uitstrekt, maar waarvan de randen tot in Nederland uitlopen.

De belangrijkste conclusie die uit deze voorlopige kaart getrokken kan worden is dat de Moho zich onder Nederland niet op een constante diepte bevindt, maar dat de diepte afhankelijk is van de structurele opbouw en geschiedenis van de bovenkorst en dan met name van het sedimentaire deel. Onder de bekkens ligt de Moho enkele kilometers ondieper, terwijl de Moho onder het Texel-IJsselmeer Hoog iets dieper ligt. Figuur 5 geeft een schetsmatig profiel van de diepteligging van de Moho onder de Roerdal Slenk. Het zuidelijke deel van de seismische lijn, waar dit profiel op gebaseerd is, was sterk verstoord door meervoudige reflecties en ruis, waardoor de reflectiviteit van de onderkorst niet zichtbaar was en de positie van de Moho niet bepaald kon worden.

#### SUMMARY

In 1986 and 1987 three seismic lines with a recording time of 15 seconds, were surveyed onshore the Netherlands to obtain, among other things, seismic information from the lower crust. Interpretation of the crustal data below the sedimentary cover shows a transparent upper crust and a reflective lower crust. The amplitudes of the low-crustal reflections appear to be laterally variable. A relation between high heatflow values and high amplitude reflections is proposed. The depth of the Moho discontinuity between the mantle and the crust is interpreted at the base of the reflective lower crust. A preliminary contour map of the depth of the Moho shows a shallower Moho below two basins and a deeper Moho below a structural high.

## DANKWOORD

Ondanks het feit dat het onderwerp van deze publicatie ver buiten het bereik van zowel grondboor als zeker hamer ligt, is het toch opgenomen in deze uitgave. Hiervoor wordt de redactie be-

dankt. Verder wil de auteur G. Remmelts bedanken voor zijn aanzienlijke bijdrage in het uitwerken van de gegevens. C. Elmers, J. Houkes en A. Walkeuter verleenden hun medewerking aan het prepareren en het tekenen van de figuren.

## LITERATUUR

COLLETTE, B.J., LAGAAY, R.A., RITSEMA, A., SCHOUTEN, J.A., 1970: Seismic investigations in the North Sea III-IV, *Geophysical Journal of the R.A.S.*, 19, 183-199.

GELUK, M., 1989: The Cenozoic Rur Valley Graben, Southern Netherlands, in prep.

MATTHEWS, D.H., 1986: Seismic reflections from the lower crust around Britain, in: "The Nature of the

Lower Continental Crust", J. Dawson, D. Carswell, J. Hall and K. Wedepohl (eds), Blackwell, Oxford, 11-21.

MEISSNER, R., MATTHEWS, D.H., WEVER, T., 1986: The "Moho" in and around Great Britain. *Annales Geophysicae*, 4B, 6, 659-664.

REMMELTS, G., DUIN, E.J.T., 1989: Results of a regional deep seismic survey in the Netherlands, in prep.

---

# geovaria

## BEWEGING VAN DE ETNA DOOR SATELLIETEN GEMETEN

De Etna is vaak in het nieuws; vaker dan enige andere vulkaan in Europa. Dat is niet verwonderlijk, omdat de Etna de meest actieve vulkaan is op het Europese continent.

Een van de moeilijkste zaken van een vulkaan is, te voorspellen wanneer hij opnieuw gaat uitbarsten. Gezien de gevaren voor mens en dier en de grote schades die door een uitbarsting veroorzaakt kunnen worden, is onderzoekers er veel aan gelegen het gedrag van de Etna te voorspellen.

Het al of niet uitbarsten van de vulkaan is in hoge mate afhankelijk van de beweging van het magma binnen in de vulkaan en daaraan gekoppeld de gasdruk. Omvangrijke magmabewegingen veroorzaken trillingen - zeg maar kleine aardschokken - die naar mate de uitbarsting nadert ook steeds talrijker worden. Tegelijk met deze aardbevingen zetten de vulkaanwanden uit.

Weliswaar is het niet veel, maar niettemin meetbaar. Beide verschijnselen worden met meetapparatuur op de berg voortdurend in de gaten gehouden. Om de onzekerheidsfactor van de metingen zo gering mogelijk te houden, maakt men sinds kort gebruik van satellieten. Op de hellingen van de Etna zijn vier radio-ontvangers geplaatst, die signalen van vijf GPS (Global Positioning System)-satellieten ontvangen. De signalen die de satellieten uitzenden, duren elk maar een milliseconde. Deze signalen worden op magneetschijven opgeslagen en vervolgens vergeleken met de door grondstations berekende posities van de satellieten ten opzichte van de Aarde.

Wanneer de signalen de grond bereiken, verandert de frequentie iets ten gevolge van het zgn. Doppler-effect. De grootte van de verschuiving hangt af van de snelheid waarmee de satelliet over de ontvanger beweegt en van de afstand tussen beide. Aangezien elk van de vijf satellieten een eigen geluid heeft, kan de positie van de ontvanger ten opzichte van de vijf satellieten zeer goed worden bepaald. Opzwellingen ter grootte van enkele millimeters van de Etna zijn met dit systeem waar te nemen.

*New Scientist*, 6 mei 1989