



Koninklijk Nederlands  
Meteorologisch Instituut  
*Ministerie van Infrastructuur en Waterstaat*

# Seismiciteit en tektoniek in Nederland

G. Houtgast

De Bilt, 1996 | Technisch rapport; TR-415

SEISMICITEIT EN TEKTONIEK  
IN NEDERLAND

G. Houtgast

*KNMI  
Seismologie*

*1996*

## Relatie seismiciteit en tektoniek in Nederland

*G.Houtgast*

## INHOUD

Voorwoord

Inleiding

Hoofdstuk 1: Tektoniek

Hoofdstuk 2: Activiteit van breuken in Zuid- en Midden-Nederland

Hoofdstuk 3: Activiteit van tektonische structuren in Noordoost-Nederland

Hoofdstuk 4: Seismische activiteit in de oostelijke zoutprovincie in Noordoost-Nederland

Literatuur

Appendix	I:	Figuren
	II:	Aardbevingen
	III:	Haardmechanismen

## INHOUDSOPGAVE

Voorwoord

Inleiding

HOOFDSTUK 1

Tektonische structuren

HOOFDSTUK 2

Activiteit van breuken in Zuid- en Midden-Nederland

1. Recente activiteit en seismiciteit
2. Het Brabant Massief
3. De grens met de Roerdalslenk
  - De Rauwbreek en de Rijenbreek
4. Het West Nederlands Bekken
5. De Rielbreek
6. De Feldebiss
7. Actieve breuken in Zuid-Limburg (ten zuiden van de Feldebiss)
8. De Roerdalslenk
9. De Peelhorst
  - De Peelrandbreek
  - De 2e Peelbreek
10. De zuidrand van het Maasbommel Hoog bij Tiel en de Zandvoort Rug bij Utrecht en Haarlem
11. De noordostrand van de Peelhorst
12. De Venlo Slenk
13. Het Krefeld Hoog
14. De noordrand van het Maasbommel Hoog
15. Het Centraal Nederlands Bekken (o.a. omgeving Nijkerk, Harderwijk, Zwolle) en het Texel-IJsselmeer Hoog
16. De breuk bij Purmerend
17. De zuidrand van het Texel-IJsselmeer Hoog
18. Conclusie

HOOFDSTUK 3

Activiteit van tektonische structuren in Noordoost Nederland

1. Inleiding
2. Tertiaire en recente activiteit van de westelijke begrenzing van de oostelijke zoutprovincie
3. Huidige activiteit van overige diepe breuken binnen de oostelijke zoutprovincie
4. Recente tektonische opheffing in Noordoost-Nederland ?
5. Seismische activiteit van het Nedersaksisch Bekken
6. Conclusie

## HOOFDSTUK 4

Seismische activiteit in de oostelijke zoutprovincie in Noordoost-Nederland

1. De beving bij Assen in 1986
2. De beving bij Hooghalen in 1987
3. De beving bij Emmen in 1991
4. De bevingen bij Eleveld en Geelbroek in 1991 en 1992
5. De beving bij Middelstum in 1991
6. De beving bij Roswinkel in 1992
7. De beving bij Langelo in 1993
8. Conclusie

## LITERATUUR

## APPENDIX

- I: Figuren
- II: Overzicht van bevingen in Nederland en omgeving
- III: Oplossingen van haardmechanismen

## Voorwoord

De basis van dit rapport is gelegd door drs. Coen Werner, structureel geoloog, gedurende zijn tijdelijk dienstverband op de afdeling Seismologie van het KNMI. Onder leiding van dr. Hein Haak en in nauwe samenwerking met drs. Gerhard Houtgast, die zowel de definitieve versie als de publicatie van het rapport heeft verzorgd, is getracht de relatie tussen seismiciteit en geologie in Nederland zo goed mogelijk te beschrijven.

Dit rapport is een logisch vervolg op de Catalogus van aardbevingen in Nederland (Houtgast, 1992). De bedoeling is de achtergronden van de seismiciteit in Nederland te schetsen, te bepalen welke breuken seismisch actief zijn en inzicht te verkrijgen in de structuren in de diepe ondergrond, waarover in ons land nog maar weinig bekend is.

Als basisgegevens voor dit rapport werden zowel de documentaties van de afdeling Seismologie van het KNMI als gegevens van de Rijks Geologische Dienst gebruikt. Aanvullende informatie werd verkregen uit publicaties die op het gebied van seismologie en geologie over de situatie in Nederland en directe omgeving zijn verschenen. Samen met de discussies met betrokkenen op beide vakgebieden heeft dit geleid tot de inzichten zoals die in dit rapport naar voren zijn gebracht.

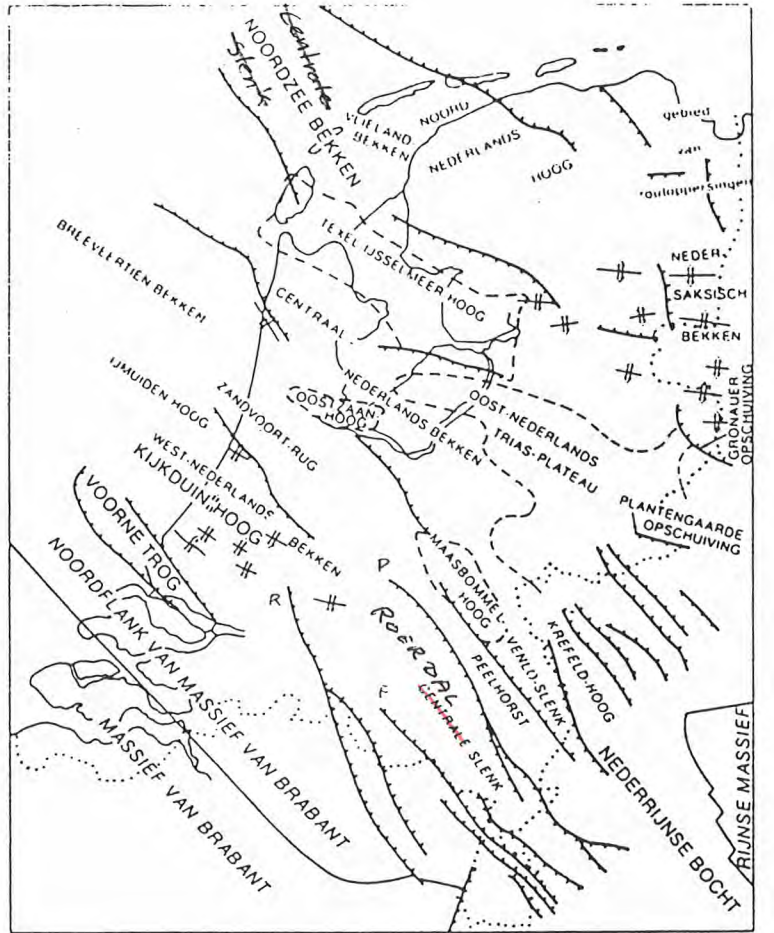
## Inleiding

In de loop der jaren is door steeds nauwkeuriger registraties van aardbevingen de kennis van de seismiciteit in Nederland langzaam maar zeker toegenomen. In dit rapport zal dieper worden ingegaan op de relatie tussen deze seismiciteit, de actieve breuken en de geologie. Hierbij zijn verschillende disciplines geïntegreerd, zoals de geologie, de geomorfologie, de geodesie en natuurlijk de seismologie.

Voor de beschrijving van de tektoniek kan Nederland worden verdeeld in ruwweg twee gebieden: enerzijds het Zuiden, Midden en Westen van Nederland, anderzijds het Noordoosten van Nederland.

In het Zuiden, Midden en Westen van het land zijn breuken actief ten gevolge van een grootschalig spanningsveld. Het blijkt dat vooral de breuken langs de Roerdalslenk en de Peelhorst actief zijn. De sterke aardbeving bij Roermond op 13 april 1992 heeft dit nog weer eens bewezen. Naar aanleiding van deze beving zijn er vele onderzoeken gestart, waarvan de resultaten voor een groot deel zijn vastgelegd in een speciale uitgave van Geologie en Mijnbouw (Vol. 73, nr. 2-4, 1994/1995). Daarnaast blijkt dat er ook aanwijzingen zijn voor activiteit langs een aantal andere tektonische elementen.

In het Noordoosten van Nederland komt een apart breukensysteem voor en treft men zoutstructuren aan. Sinds 1986 hebben zich in Noordoost-Nederland een aantal bevingen voorgedaan. Dit is opmerkelijk omdat uit de periode daarvoor geen betrouwbare gegevens over bevingen in dit gebied bekend zijn. Het gebied werd voor 1986 als a-seismisch beschouwd. De vraag was daarom gerezen of deze bevingen een natuurlijke oorzaak hebben of zijn veroorzaakt door menselijke activiteit, namelijk gaswinning. Inmiddels is uit een multidisciplinaire studie gebleken dat deze relatie wel degelijk aanwezig is. De resultaten van dit onderzoek zijn gepubliceerd in een Eindrapport dat eind 1993 is verschenen.



0 20 40 60 80 km

— Belangrijke breuk op Top Carbon niveau

— Anticlinale structuur

VOORNE TROG Kenozoïsch structurelement

CENTRALE SLENK Structurelement effectief in Mesozoïcum en Kenozoïcum

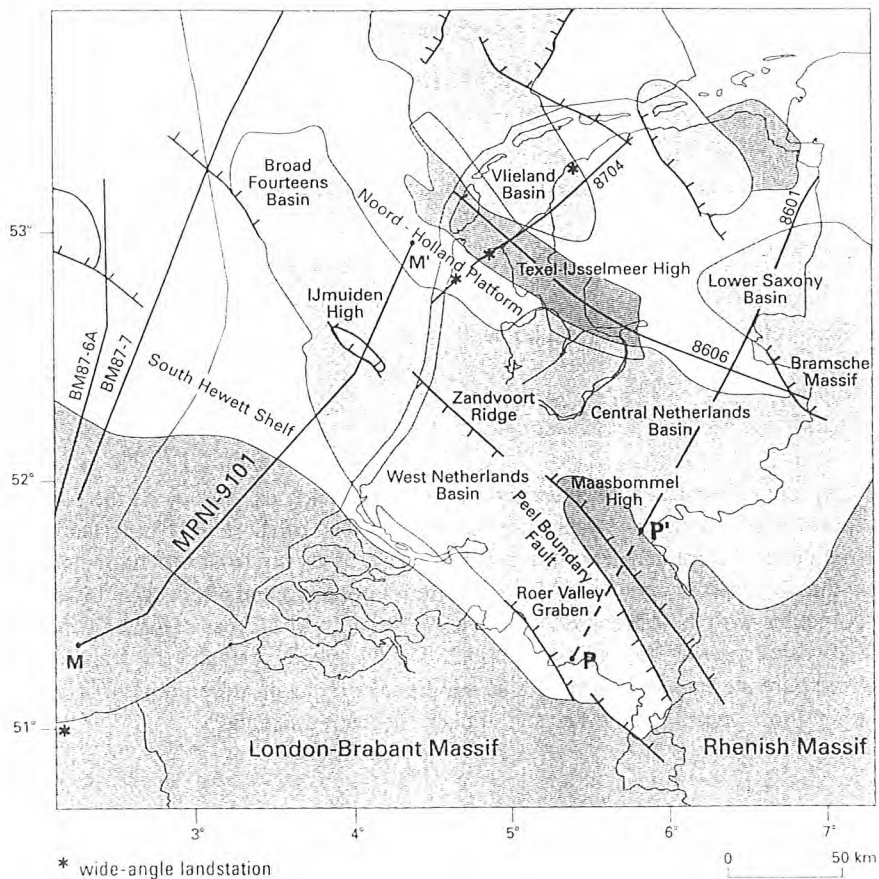
TEXEL-IJSSELMEER-HOOG Mesozoïsch structurelement

RIJNSE MASSIEF Structurelement van paleozoïsche oorsprong

F : Feldbiss  
 R : Rijnbreuk  
 P : Peelvandbreuk

Fig. 1: Tektonische schetskaart van Nederland (naar RGD, 1979). ~~Centrale slenk~~ = Roerdalslenk.





\* wide-angle landstation

Line	Year	Company / Institution
8601	1986	DG / RGD
8606	1986	DG / RGD
8704	1987	DG / RGD
BM87-6A	1987	BIRPS
BM87-7	1987	BIRPS
MPNI-9101	1991	RGD / BGD

Fig. 1. Location map of the deep seismic lines, the wide-angle landstations, and the main Mesozoic structural elements in the Netherlands. Lines with barbs are main faults. The dashed line denotes the location of cross-section PP' in Fig. 3 (RGD = Geological Survey of the Netherlands, BGD = Belgian Geological Survey, DG = Delft Geophysical, BIRPS = British Institutions Reflection Profiling Syndicate).

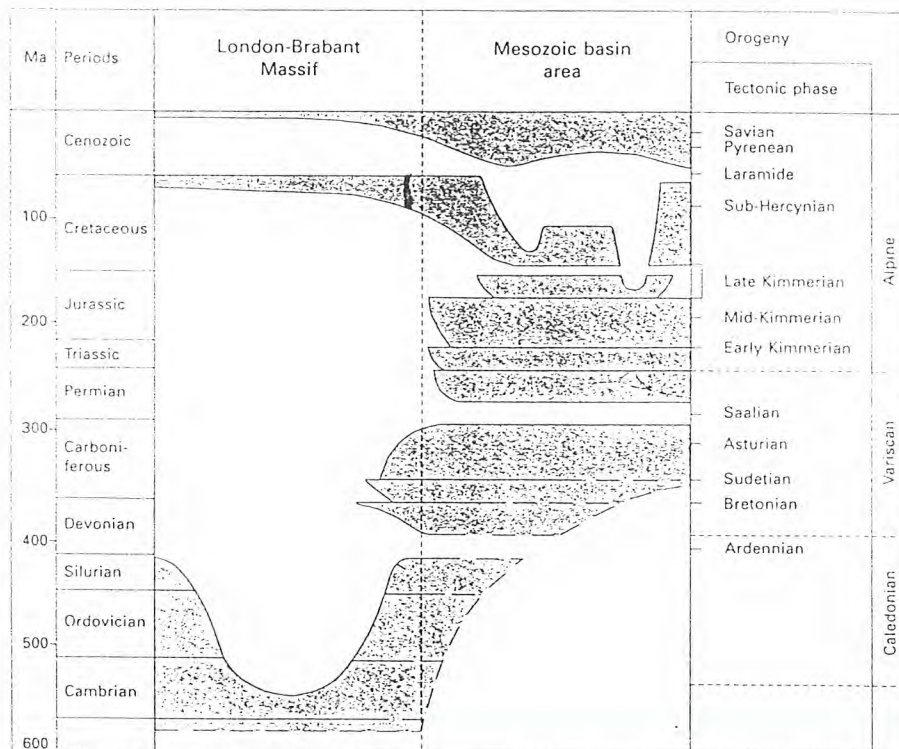


Fig. 2. Summarized stratigraphy and tectonic phases. Lower Palaeozoic rocks of the London-Brabant Massif are overlain by the Upper Cretaceous, whereas in the Mesozoic basin area thick sequences of the Carboniferous, Permian, Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous rocks are present.

## HOOFDSTUK 1

### TEKTONIEK

#### Inleiding

De belangrijkste actieve breuken in Nederland vormen de begrenzing van een aantal structurelementen van verschillende ouderdom. Deze elementen bestaan uit vroegere gebieden van opheffing en daling (Horsten/Hoogs/Ruggen en Slenken/Laags/Bekkens). Het blijkt dat in de loop der geologische tijden langs de begrenzende breuken herhaaldelijk nieuwe bewegingen hebben plaatsgevonden, afhankelijk van de grootte en richting van het spanningsveld.

In Nederland zijn de volgende structurelementen aanwezig (fig.1):

In het zuiden bevindt zich het Brabant Massief, dat gesteenten uit het Cambrium, Ordovicium en Siluur bevat. Gedurende de Caledonische orogenese (culminerend in het Siluur) is het sterk geplooid. Dit Massief wordt onder andere doorsneden door een aantal actieve breuken, waarvan enkele de overgang vormen naar het Tertiaire en Kwartaire slenkstelsel van de Roerdalslenk. Dit slenkstelsel doorsnijdt ons land in het zuidoosten en gaat in het noordwesten over in het West Nederlands Bekken. De Roerdalslenk wordt in het zuidwesten begrensd door een aantal breuken, waarvan de Feldebiss de belangrijkste is.

De Roerdalslenk wordt in het noordoosten begrensd door de breuken van de Peelhorst, waaronder de Peelrandbreuk. Ten noordoosten van de Peelhorst liggen nog de Venloslenk en het Krefeld Hoog. De Peelhorst sluit in het noordwesten aan op een aantal andere Hoogs, zoals het Maasbommel Hoog en de Zandvoort Rug. Ten noordoosten hiervan ligt het Centraal Nederlands Bekken, dat in het oosten overgaat in het Nedersaksisch Bekken en in het noorden wordt begrensd door het Texel IJsselmeer Hoog.

Het Nedersaksisch Bekken omvat een deel van Noordoost-Nederland, waar tevens de zoutopwelvingen voorkomen, vaak in de vorm van zoutpijlers.

De natuurlijke seismiciteit in Nederland is vooral geconcentreerd in het gebied van de Roerdalslenk. Alvorens een beschrijving van zowel de algemene tektonische positie als van de tektonische geschiedenis van Nederland te geven volgt eerst een overzicht van de geologie en tektoniek van de Roerdalslenk.

## Geologie en tektoniek van de Roerdalslenk

De Roerdalslenk maakt deel uit van het Beneden Rijn Slenk systeem, dat de uitloper vormt van een groot slenkensysteem in West en Centraal Europa. Dit grote systeem strekt zich uit in zuidwestelijke richting tot in het westelijk deel van de Middellandse Zee.

De vorming van deze Europese mega-slenk vond plaats in het Eoceen en gedurende de latere fases van de Alpiene en Pyrenese gebergtevormingsperiode in het Oligoceen (Midden-Alpiene orogenese). Gelijktijdig ontwikkelden zich slenkssystemen in het oostelijk deel van het Middellandse Zee gebied, zoals die van de Rode Zee en van de Golf van Suez.

De vorming van dit grootschalige Europese Cenozoïsche slenkensysteem wordt gezien als het gevolg van de interactie tussen de Euro-Aziatische en de Afrika-Arabische platen.

Gedurende het Mioceen en Plioceen ging de tektonische en ook regionale vulkanische activiteit door in de verschillende segmenten van dit mega-slenk systeem, echter onder verschillende regionale spanningsregimes (Laat-Alpiene orogenese).

Zo heeft mogelijk de botsing van Iberia met Europa een reactivering van een Perm-Carboon breukensysteem tot gevolg gehad. De invloed van mogelijke "hotspots" op het ontstaan en de evolutie van regionale slenken is waarschijnlijk secundair, hoewel deze wel een belangrijke rol kunnen hebben in het ontstaan van zwakke zones in de aardkorst.

De Beneden Rijn Slenk, waarvan de Roerdalslenk de belangrijkste tektonische eenheid is, vormt samen met de Boven Rijn Slenk en de Leine of Hessische Slenk het belangrijke slenkensysteem in NW-Europa. Dit systeem is mogelijk ontstaan door de drukk beweging vanuit de Alpen, die ontstonden door het binnendringen van de Adriatische splinterplaat in het Europese continent. Deze drukk beweging in noordwestelijke richting heeft tot gevolg dat loodrecht hierop een rekbeweging in zowel noordoostelijke als in zuidwestelijke richting ontstond. Het slenkensysteem is het gevolg van deze rekbewegingen. Ook de invloed van "hotspots" in de vorm van vulkanische activiteiten (Vogelsberg en de Eifel) in het centrum van het slenkensysteem, op de kruising van de beide Rijnslenken en de Leine Slenk, kan hierbij een rol hebben gespeeld. In tegenstelling tot de Leine Slenk zijn de Beneden Rijn Slenk en de Boven Rijn Slenk seismisch zeer actief.

De Beneden Rijn Slenk ligt in het zuiden ingeklemd tussen het Rhenish Massief (de Ardennen in België en de Eifel en het Sauerland in Duitsland) en wordt in het noordwesten tevens begrensd door het Londen-Brabant Massief. Deze beide Massieven bestaan uit gesteenten die gedurende het Paleozoïcum respectievelijk in de Caledonische (Siluur) en de Hercynische ofwel Varistische (Boven-Carboon) orogenese zijn geplooid.

De Roerdalslenk loopt geografisch gezien van Euskirchen in Duitsland tot 's-Hertogenbosch in Nederland en beslaat een breedte van 25 à 30 kilometer.

De slenk wordt begrensd door twee belangrijke breuken, respectievelijk de Peelrandbreuk in het noordoosten en de Feldbiss in het zuidwesten. Parallelbreuken en vertakkingen van beide breuken vormen met een aantal horsten of blokken het breukensysteem in dit deel van de Beneden Rijn Slenk.

De neotektonische (eind Tertiair en Kwartair) bewegingen van de Roerdalslenk zijn met behulp van verschillende methoden (stratigrafisch, sedimentair en geomorfologisch) onderzocht (Geluk, 1994 en van den Berg, 1994). Differentiële inzakking van de Roerdalslenk begon vooral in het Laat-Oligoceen. Langs de Peelrandbreuk bedroeg de gemiddelde verplaatsing in de beginperiode ongeveer 1 mm/100 jaar. Gedurende het Kwartair liep deze waarde op tot 0.8 mm/jaar. Breukbewegingen langs de zuidwestelijke rand van de slenk (Feldbiss, Heerlerheidebreuk) waren aanzienlijk minder. Uit recente waterpasmetingen is gebleken dat bv. langs de Peelrandbreuk momenteel verticale bewegingen tot 2mm/jaar plaatsvinden (Lorenz, 1991). Andere mechanismen dan zuiver tektonische kunnen hierbij echter niet geheel worden uitgesloten.

Studie naar de recente seismiteit in dit gebied kan een bijdrage leveren aan het inzicht in de bewegingsactiviteit van het breukensysteem. Hiertoe zal getracht worden de seismische activiteit van de verschillende breuken te inventariseren.

### Tektonische positie van Nederland en de belangrijkste structurele elementen.

Nederland ligt tussen een aantal oude gebergtegordels in. In Duitsland (Eifel) en België (Ardennen) ligt de Varistische gebergtegordel, die van Carbonische ouderdom is.

In Noorwegen en de Schotse Hooglanden bevindt zich de Caledonische gebergtegordel, die uit de nog oudere Siluur-Devoon periode stamt. Dit oude gebergte strekt zich uit over Noord- en Midden-Europa en waarschijnlijk behoort ook de diepere korst onder Nederland hiertoe. Ten noorden hiervan ligt het zeer oude Precambrische Baltische schild.

Nederland maakt voor het grootste gedeelte deel uit van de Beneden Rijnslenk, een horsten en slenken systeem dat zich gedurende het Tertiair ontwikkelde tengevolge van het Alpiene spanningsveld. Het is de noordwestelijke tak van de Rijnslenk. De belangrijkste structurele elementen gedurende het Tertiair en Kwartair zijn hier de Roerdalslenk en het West Nederlands Bekken ten noordwesten hiervan. Deze structuren worden in het noorden begrensd door de Peelhorst en het Midden Nederlands Hoog en in het zuiden door het Massief van Brabant.

De Roerdalslenk heeft een enigszins asymmetrische structuur, zoals blijkt uit de diktecontourkaart van de Kaenozoische afzettingen. Aan de noordostrand bevindt zich een smalle breukzone, bestaande uit de Peelrandbreuk, de Peelhorst en enkele andere breuken die verschillende horsten omsluiten. Aan de zuidwestkant van de Roerdalslenk bestaat de begrenzing uit een meer stapsgewijs breukenpatroon, dat de overgang vormt naar het Massief van Brabant. Naar het noordwesten toe wordt de Roerdalslenk steeds ondieper en breder. Het verzet langs vooral de Peelrandbreuk wordt steeds kleiner en de breuk zelf waaiert uit in een aantal kleinere breuken. Uiteindelijk gaat de Roerdalslenk over in het West Nederlands Bekken.

Er bestaan naast de beschreven structuren nog meer bekkens en hoogs, veelal van verschillende ouderdom.

In het geheel zijn van noord naar zuid de volgende al dan niet actieve structurele elementen te onderscheiden:

De offshore gelegen Centrale Noordzee Slenk, die deel uitmaakt van een Mesozoisch rift systeem in de Noordzee, dat actief was gedurende het Vroeg-Trias. Het nederlandse deel werd achtereenvolgens gereactiveerd in het einde van het Laat-Krijt en het Paleoceen. Voorts bevinden zich in het noorden van Nederland het Vlieland Bekken, het Noord Nederlands Hoog en het Texel IJsselmeer Hoog. In het midden van Nederland strekt zich het Centraal Nederlands Bekken uit dat waarschijnlijk verbonden is met het Nedersaksisch Bekken in Duitsland.

Verder zuidwaarts bevinden zich het Bree-Veertien Bekken, het Midden Nederlands Hoog, de Peelhorst en het Maasbommel Hoog. In het zuiden en zuidwesten liggen het West Nederlands Bekken en de Roerdalslenk, begrensd in het zuidwesten door het Massief van Brabant.

De tektonische geschiedenis van deze structuren wordt in de volgende paragrafen beschreven.

### Tektonische geschiedenis

De tektonische geschiedenis kan worden beschreven in verschillende fasen, waarin een maximum aan tektonische activiteit is opgetreden. Deze fasen worden in de volgende paragrafen in chronologische volgorde behandeld.

## . Paleozoicum

Gedurende het Precambrium, Cambrium, Ordovicium en het Siluur maakte Noordwest-Europa deel uit van het oercontinent Pangea, dat toen het enige continent op aarde was. Gedurende het Laat-Siluur tot het Vroeg-Devoon werd het gebied opgeheven. Er vond gebergtevorming plaats, die de Caledonische orogenese wordt genoemd. Er werden sedimenten afgezet in een continentaal milieu. Zo ontstond er de zogenoemde Devonische Old Red zandsteen, zo genoemd vanwege de vaak karakteristieke rode verweringskleur.

Vanaf het Midden-Devoon brak het gebied op in kleinere segmenten, die een onderling verschillende daling ondergingen en vond er sedimentatie plaats in een marien milieu.

Tijdens het Vroeg-Carboon vormden zich in Midden-Frankrijk en ten noorden van Nederland gebergten, die sedimenten gingen leveren. Tussen deze bergketens lag een gebied met kleinere gebergten, ondiepe zeeën en enkele eilanden, waaronder het Londen-Brabant Massief. Om deze eilanden vormden zich in ondiep water koraalriffen. Naarmate de vorming van de gebergten zich voortzette nam de toevoer van zand en klei toe en kwam de vorming van koraalriffen tot stilstand.

In het Laat-Carboon kwam het gebergte ten zuiden van Nederland tot volledige plooiing, de Varistische orogenese. Dit gebergte besloeg een groot gebied in Midden- en West-Europa. Het noordelijke gedeelte van de gebergteketen lag iets ten zuiden van Limburg en is momenteel nog aanwezig als een front van dekbladoverschuivingen in de omgeving van Aken. Dit is het Varistische front, ook wel de Aken-overschuiving of Midi-breuk genoemd.

Ten noorden van het Varistisch gebergte komt een zwakke plooiing voor, die in noordelijke richting snel afneemt. De afbraakprodukten van dit gebergte worden onder andere in Nederland afgezet als zand en klei in ondiepe zee, het "Foredeep". Zo werd het Onder-Carboon afgezet dat in Zuid-Limburg een dikte van 800 meter kon bereiken. In het bekken hield de sedimentatie de daling bij, met als resultaat een langzame verlanding. Gedurende deze verlanding werden uitgestrekte moerasafzettingen gevormd in het destijds bij de evenaar gelegen gebied, met zo nu en dan invloeden van de zee. Hieruit ontstonden later door inkoling de bekende steenkollagen uit het Boven-Carboon (Westphalien).

In het Perm vond opheffing plaats van het Varistisch gebergte en het gebied ten noorden hiervan, waaronder Nederland. Dit ging gepaard met sterke NW-ZO strekkende breukvorming, ongeveer loodrecht op de algemene NO-ZW richting van de plooiassen van het Varistisch gebergte. De beweging langs deze breukvlakken was echter niet alleen verticaal maar had ook een belangrijke horizontale component. Dit resulteerde in een patroon van NW-ZO strekkende horsten en slenken. Deze breuken uit het Perm zullen ook later reageren als belangrijke zwaktezones.

Deze tektonische fase ging in Nederland gepaard met lokaal vulkanisme en de intrusie van gesteenten uit de mantel in de vorm van gelaagde intrusielichamen. Gedurende de opheffing vond sterke erosie plaats van de Carboonafzettingen. In ongeveer 30 miljoen jaar werd 1500 tot 2000 meter Carboon geërodeerd. In het zuiden van Nederland heeft daarnaast ook post-Permische erosie van het Carboon plaatsgevonden.

### . Perm

Gedurende het Perm blijken de volgende twee gebieden met zwakke opheffing en erosie in Nederland aanwezig te zijn geweest.

1). Het meest oostelijke gebied strekt zich ongeveer noord-zuid uit langs de grens met Duitsland. Dit is het Ems-Laag, dat in het Laat-Perm en gedurende het Trias een gebied van daling werd.

2). Het zuidelijk gebied heeft een NW-ZO strekking. De noordoostgrens valt samen met de oostgrens van de Roerdalslenk. Dit wijst op een Vroeg-Permische bewegingscomponent langs deze slenk, die herhaaldelijk werd gereactiveerd gedurende latere perioden. De zuidelijke grens is niet meer zichtbaar door Post-Permische erosie.

Gedurende het Laat-Rotliegendes (Perm) bestond het grootste deel van Nederland uit een groot bekken, waarvan de vorm gedurende lange tijd hetzelfde is gebleven. Dit bekken wordt in het zuiden geflankeerd door het Londen-Brabant Massief en het Rijns Massief. In het noorden wordt het begrensd door het Midden Noordzee Hoog en het Fyn-Grinsted Hoog. Nederland ligt in het zuidelijk deel van dit bekken, met als gevolg dat de sedimentaire dikte naar het noorden toeneemt. De daling van dit bekken ging door tot het einde van het Trias. Jongere formaties overlappen de oudere formaties. In het bekken werden Perm en Trias afzettingen gevormd. Vooral zouten werden afgezet (evaporieten) als gevolg van een verhoogd zoutgehalte van het water door indamping. Deze evaporieten vertonen vaak een cyclische afwisseling van zouten en kleien vanwege een voortdurende afwisseling van overstroming en indamping in een ondiep waterbekken.

### . Laat-Perm en Trias

Het structurele patroon gedurende het Laat-Perm en Trias werd beïnvloed door een periodische actieve differentiële daling ten gevolge van regionale extensie in de korst (Ziegler 1982, Harding 1983). Hierdoor werden binnen het Perm-Trias Bekken gebieden van opheffing en daling gevormd. Deze hadden een NNO-ZZW strekking, bijna loodrecht op die van het grote bekken. Het hiervoor beschreven Ems-Laag begon toen na een periode van opheffing te dalen. Voorts ontstonden toen het zogenoemde Nederlands Hoog en het Off Holland Laag. Het Off Holland Laag is een deel van het latere Bree-Veertien Bekken.

Ook op de plaats van de huidige Roerdalslenk trad daling op, vooral langs de westelijke grensbreuk. Gedurende het Trias en Vroeg-Jura trad hier grote daling op door extensietektoniek.

Na de afzetting van het Zechstein zout in het Perm begon vanaf begin Trias ook een andere vorm van tektoniek een rol te spelen. Dit was de zouttektoniek, die vooral in het noordoosten van ons land voor een aparte deformatiestijl heeft gezorgd. Het zout werd mobiel toen de sedimentlast voldoende was om zoutbewegingen te induceren. Dit wordt ook wel halokinese genoemd. Hierbij is het Permische zout lokaal omhoog gekomen en heeft bovenliggende jongere lagen opgeheven of is er doorheen gebroken. Daardoor laten vooral de diepte contourkaarten van het basis-Krijt en Tertiair in het noordoosten van ons land duidelijke lokale verstoringen zien.

### . Vroeg- en Midden-Jura.

Gedurende het Vroeg-Jura werden grote gedeelten van landgebieden uit het Trias opnieuw overspoeld door de zee. Een homogene opeenvolging van zwarte kalkige en soms bitumineuze schalie werd afgezet over grote delen van Europa. Dit zou er op kunnen wijzen dat het Vroeg-Jura een periode van geringe tektonische activiteit was.

De tektoniek tijdens het Vroeg- en Midden-Jura in Nederland is echter moeilijk te reconstrueren aangezien de sedimenten uit deze periode voor een groot gedeelte zijn verdwenen gedurende latere fasen van opheffing en erosie.

Fragmentarische gegevens over de sedimentaire diktes geven aan dat er ook in het Vroeg-Jurassische Bekken Hoogs en Laags voorkwamen. Deze werden niet veroorzaakt door zoutbewegingen. Het patroon van deze bekkens was anders dan dat van de Permische en Triassische Bekkens. Ze hebben een volledig verschillende structurele opbouw, die duidelijker werd gedurende het Laat-Jura en het Vroeg-Krijt.

Gedurende het Midden-Jura trok de zee zich terug en werden er zandstenen en kalken afgezet in een ondiepwater omgeving. Deze sedimentatie ging door tot opnieuw opheffing en uiteindelijk erosie plaatsvond. Dit was de Midden-Kimmerische tektonische fase.

Het noordelijk gedeelte van het Nederlands offshore gebied werd toen opgeheven. Dit werd veroorzaakt door een begin van de vorming en opheffing van de Centrale Noordzee Rift in de Centrale Noordzee Slenk, ook wel Central Graben genoemd.

In het centrale deel van Nederland vond echter nog steeds daling plaats. De opsplitsing van het vroegere Carbonische Bekken werd toen duidelijker. Het West Nederlands Bekken en de Roerdalslenk gingen hier afzonderlijk van elkaar dalen.

Door de voortgaande extensie van de korst in de Centrale Noordzee Slenk trad vervolgens weer dextrale zijschuivings tektoniek op langs NW-ZO strekkende breuksystemen, in combinatie met opheffing. Dit was een periode van tektonische instabiliteit die tot het einde van het Vroeg-Krijt duurde. Deze periode zou mogelijk kunnen worden gerelateerd aan een toename van de extensie en spreiding langs de genoemde riftsystemen in de Noordzee.

### . Laat-Jura

In het Laat-Jura ontstond een patroon van bekkens dat volledig verschilt van de bekkenpatronen uit het Perm en Trias. De bekkens zijn zeer nauw en langgerekt. Vanaf Laat-Jura tot en met Vroeg-Krijt werden hierin weer sedimenten afgezet. Gedurende deze periode zijn meerafzettingen en continentale afzettingen gevormd. De omgevende Hoogs werden aangetast door erosie.

Toen ontstonden de meeste structurele elementen die ook nu nog kunnen worden waargenomen, met uitzondering van de Centrale Noordzee slenk, het Texel-IJsselmeer Hoog, de Roerdalslenk en het West Nederlands Bekken.

In Nederland waren toen twee complete bekkens, delen van twee andere bekkens en een aantal hoogs gevormd (Heybroek 1974, van Wijhe 1987). Deze kunnen als volgt worden beschreven:



1) In het noorden van ons land, in de omgeving van Friesland, ontstond in het Laat-Jura een klein bekken, dat het Vlieland Bekken wordt genoemd. Ten zuiden hiervan bevindt zich het Texel-IJsselmeer Hoog dat aansluit bij het Noord Nederlands Hoog, dat ten noorden ligt van het West-Nedersaksisch Bekken van Noord-Duitsland.

2) Meer in het midden van Nederland ontstond een bekken dat kan worden onderverdeeld in het Bree-Veertien Bekken en het Centraal Nederlands Bekken. Deze bekkens worden in het noorden begrensd door het Texel-IJsselmeer Hoog. Het Bree-Veertien Bekken grenst aan het zuidelijk deel van het Centrale Noordzee Bekken. Deze bekkens worden gescheiden door het Cleaverbank Hoog.

3) In het zuiden waren de Roerdalslenk en het West Nederlands Bekken uit het Midden-Jura nog steeds actief. In het uiterste zuiden worden deze structuren begrensd door het Massief van Brabant.

Het Centraal Nederlands/Bree-Veertien Bekken en het West Nederlands Bekken/Roerdalslenk in het zuiden worden gescheiden door een aantal lokale hoge gebieden. Dit zijn het offshore gelegen Winterton Hoog, het IJmuiden Hoog, het Zandvoort Hoog, het Maasbommel Hoog en het Krefeld Hoog.

Duidelijk is dat de lengte-as van de bekkens en hoogs een WNW-OZO richting heeft en ongeveer loodrecht staat op die van de hoogs en laags uit het Perm en Trias. De sedimentdikten uit het Laat-Jura en het Vroeg-Krijt in de bekkencentra en de Hoogs variëren sterk. Dit geeft aan dat een per bekken verschillende daling heeft plaatsgevonden (differentiële daling). De oorzaak hiervan ligt in de reeds eerder genoemde dextrale zijschuivingstektoniek langs NW-ZO lopende breuken.

Tijdens deze differentiële daling heeft op de hoogs opheffing plaatsgevonden waardoor de Hoogs die het Bree-Veertien, West Nederlands en Centraal Bekken begrenzen sterk zijn geërodeerd. Afzettingen uit het Jura, Trias en soms ook uit het Perm zijn hierdoor bijna geheel verdwenen. De differentiële daling ging gepaard met de herhaaldelijke vorming van intrusiva. Dit wijst op het optreden van diepe breuken in de korst. Deze correleren met tektonische fasen die algemeen bekend zijn in Europa (Kimmerische en Austrische tektonische fasen).

Het meest bekende intrusief is wel de Zuidwal "Vulkaan" in het Vlielandbekken uit het Vroeg-Krijt. De ouderdom werd bepaald op 144 miljoen jaar (Cottencon, 1975). Op de grens tussen het Laat-Jura en Vroeg-Krijt trad de "Laat-Kimmerische" tektonische fase op. Hierbij werden door opheffing in het Nederlandse deel van de Centrale Noordzee Slenk, het Bree-Veertien Bekken en het West Nederlands Bekken grote delen van het Jura geërodeerd.

#### . Vroeg-Krijt

De sedimentatie ging weer verder in het Vroeg-Krijt in een voornamelijk mariene omgeving. Het zelfde patroon van bekkens en hoogs bleef bestaan. Gedurende het Vroeg-Krijt worden dikke lagen van mariene sedimenten afgezet in de centra van de bekkens. Ook vindt gedurende deze periode de laatste fase van intrusies plaats, hetgeen wijst op tektonische activiteit.

### . Laat-Krijt

. In het Laat-Krijt werd de transgressie meer algemeen. Alle hoger gelegen gebieden worden nu ook bedekt met een dik pakket van homogenen kalk.

Hoewel het Laat-Krijt kan worden gezien als een periode van relatief geringe tektonische activiteit, vindt in het midden van het Laat-Krijt een reactivatie plaats van het tektonische patroon uit de Jura en het Vroeg-Krijt. Ten gevolge van een compressief spanningsveld vindt nu een beweging plaats in tegengestelde richting langs de vroegere steile afschuivingen die de bekkens en hoogs begrenzen. Gebieden waar voordien daling plaatsvond werden daardoor opgeheven en omgekeerd. Daarbij werden bekkenafzettingen uit het Laat-Jura en Vroeg-Krijt geërodeerd en vond afzetting plaats op de voormalige hoogs. Deze tektonische gebeurtenis wordt ook wel inversie genoemd en is mogelijk gerelateerd aan de opbouw van compressieve spanningen samenhangend met de Alpiene botsing tussen Afrika en Europa (Remmelts en Duin 1990).

De inversie was niet overal even sterk. Het West Nederlands Bekken is minder diep geërodeerd dan de Roerdalslenk.

Het Centraal Nederlands Bekken heeft de sterkste opheffing doorgemaakt. De gesteenten zijn hier lokaal afgeërodeerd tot het Caboon. De daling van dit bekken is, voorafgaand aan de inversie, echter ook minder geweest.

Op sommige plaatsen ging de inversiebeweging langs de normale breuken gepaard met beweging langs kleine vlakker hellende overschuivingen, zoals op de randen van het West Nederlands en het Bree-Veertien Bekken.

Door de opheffing langs deze voormalige extensiebreuken vond in het bovenliggende gedeelte van de korst in de bekkens ook een aanzienlijke korstverkorting plaats. Dit had tot gevolg dat in de ondiepere lagen ook plooiing, overschuiving en buiging van de ondiepere lagen plaatsvond. Het minder diep liggende Zechstein is minder gedeformeerd vanwege het afwijkend mechanisch gedrag van het zout.

Uit het voorgaande blijkt dat door de inversie hoogs in bekkens werden veranderd, waarin op het eind van het Laat-Krijt afzetting plaatsvond. De inversiebewegingen duurden voort tot in het Laat-Krijt. Hierna volgde een relatief rustiger periode waarna in het Tertiair opnieuw de inversietektoniek een belangrijke rol ging spelen.

De inversie had ook belangrijke gevolgen voor de voortgang van de zouttektoniek. In geïnverteerde gebieden kwam de zouttektoniek abrupt tot stilstand, zoals blijkt uit de geschiedenis van het Nedersaksisch Bekken in Noordoost-Nederland (Jaritz, 1973).

### . Tertiair en Kwartair

In het Tertiair werden alle opgeheven bekkens (nieuwe hoogs) afgeërodeerd tot eenzelfde niveau. Er vond opnieuw een transgressie plaats en afzetting van Tertiaire sedimenten. In deze periode volgde een verdere ontwikkeling van de bestaande tektonische elementen. Voorts werden nog een aantal nieuwe hoogs en bekkens gevormd, waaronder het grote Noordzeebekken. Nederland ligt op de zuidrand hiervan. Tijdens deze bekkenvorming in het Paleoceen werd de Centrale Noordzee Slenk in het offshore gebied gedeeltelijk geïnverteerd.

De as van het Noordzeebekken kan worden vervolgd naar het zuidoosten tot in het "Lower Rhine Embayment", het noordelijk gedeelte van de Rijnslenk, waarvan Nederland deel uitmaakt.

Vanaf het Paleoceen (Vroeg-Tertiair) tot in het Midden-Oligoceen (Midden-Tertiair) heeft in de Roerdalslenk geen inversie en dus ook geen opheffing meer plaats. Dit gebied wordt gekarakteriseerd door een regionale daling. Deze daling werd onderbroken door lichte inversiebewegingen (opheffingen) gedurende het Laat-Eoceen tot in het Laat-Oligoceen.

Verondersteld wordt, dat de Roerdalslenk zich vanaf het Midden-Oligoceen verder heeft ontwikkeld ten gevolge van een tensief spanningsveld in verband met de Alpiene gebergtevorming in het Zuiden. De sterkste slenkvorming trad op gedurende het Mioceen en Plioceen. De maximale daling gedurende het Laat-Mioceen en Plioceen bedraagt 1900 meter (ca. 1 mm per jaar), (Rommelts, 1990). Aan deze slenkvorming was ook een sinistrale strike-slip beweging gekoppeld, zoals is bepaald voor het Duitse gedeelte van de Roerdalslenk (Klosterman, 1983). De Roerdalslenk is hierbij naar het Zuiden toe bewogen t.o.v. de Peelhorst, hetgeen de asymmetrie van de slenk kan verklaren.

De Peelhorst en het Maasbommel Hoog zijn vanaf het Midden-Oligoceen opgeheven (Keizer en Letsch, 1963). Deze opheffing vindt nog steeds plaats. Ten noorden van de Peelhorst vormde zich de Venloslenk.

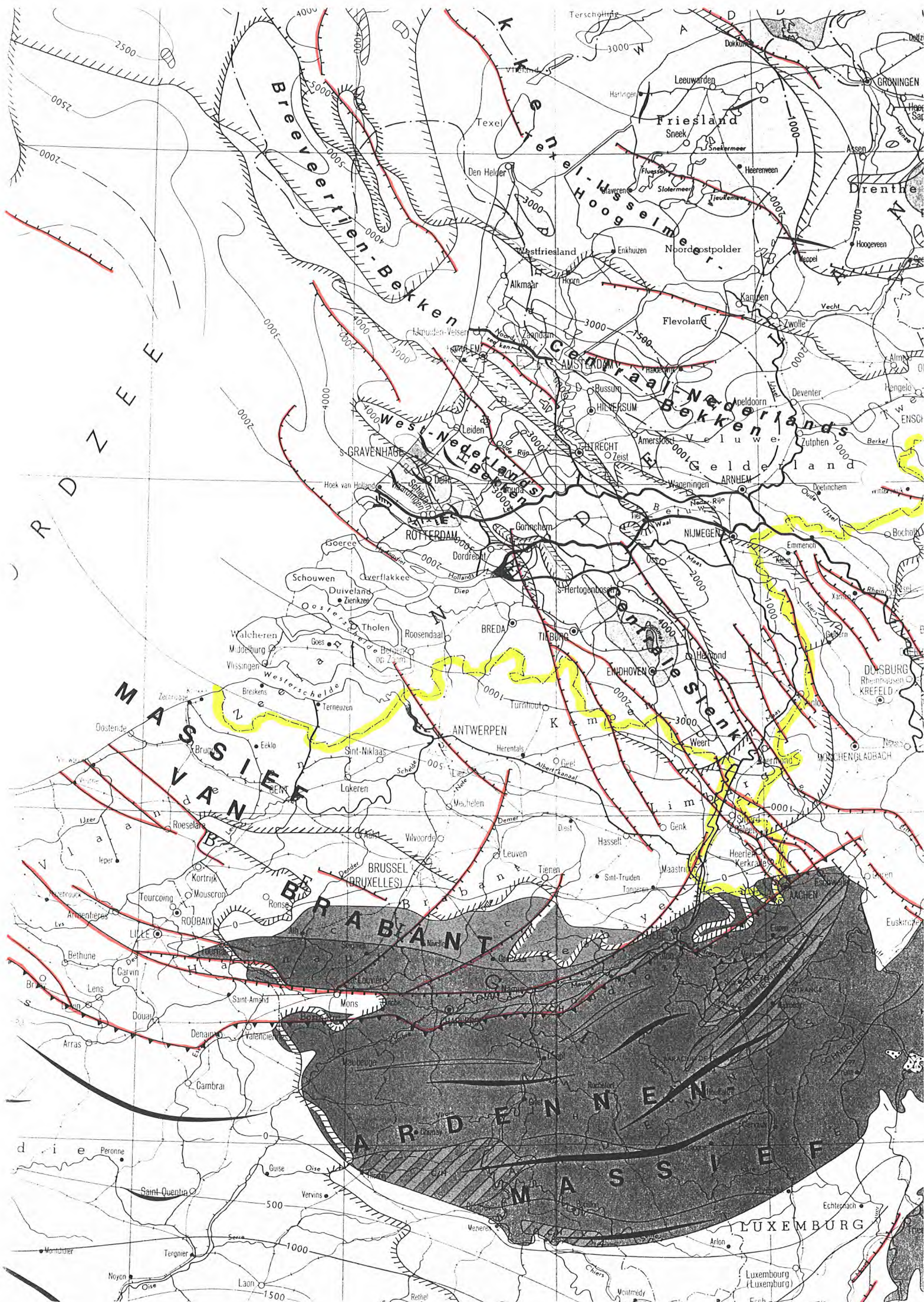
In het Oligoceen is ten gevolge van de inversietektoniek een Hoog gevormd in het West Nederlands Bekken: het Kijkduin Hoog, dat aan de zuidrand wordt begrensd door de Voorne Trog. Gedurende latere opheffing zijn oligocene afzettingen op het Kijkduin Hoog zelfs geheel geërodeerd. Ook op het Cleaverbank Hoog en de noordrand van het Texel-IJsselmeer Hoog vond opheffing en erosie van het Boven-Oligoceen plaats, evenals in het Oosten van het land. Dit is gedeeltelijk gerelateerd aan de vorming van zoutdiapieren (van Wijhe, 1987).

In het Mioceen is een einde gekomen aan de inversietektoniek en begint een regionale daling van het Noordzee Bekken. Mogelijk is dit het gevolg van daling in verband met de afkoeling van de korst na de riftfase (slenk Vorming). Het valt op dat op de plaats van het IJsselmeer zich nog een bekkencentrum heeft gevormd: het Zuiderzeebekken.

Naast de Roerdalslenk, het Breeveertien en het West Nederlands Bekken werden ook de Centrale Noordzee Slenk in het offshore gebied en het Centraal Nederlands Bekken in midden-Nederland geïnverteerd gedurende het Laat-Krijt, Paleoceen en op de overgang tussen Eoceen en Oligoceen. De kleine Hoogs waaronder het IJmuiden, Winterton en Texel-IJsselmeer Hoog zijn slechts zwak aangepakt door deze inversie bewegingen.

De overige Bekkens en Hoogs uit het Laat-Jura en Vroeg-Krijt vertonen in Nederland geen tekenen van hernieuwde beweging gedurende het Tertiair.

Uit het voorgaande blijkt dus dat er **grfweg** drie opeenvolgende patronen van opheffing en daling bestaan, die van elkaar verschillen. Zo kunnen een Permo-Triassisch, een Jurassisch-Vroeg-Krijt en een Kaenozoisch (Tertiair en Kwartair) patroon worden onderscheiden.



## HOOFDSTUK 2

### Activiteit van breuken in Zuid- en Midden-Nederland

#### 1. Recente tektonische activiteit van breuken en seismiciteit

Hoewel de structurelementen en de daarmee samenhangende breuken van verschillende ouderdom zijn, vindt langs een aantal van deze breuken nog steeds tektonische activiteit plaats. Een goede aanwijzing hiervoor vormen vooral gegevens over bevingen in relatie met breuken en over het doorsnijden van Kwartaire lagen.

Breuken die het Kwartair doorsnijden zijn waarschijnlijk nog steeds actief. Gedurende deze meest recente geologische periode is in dit gebied het spanningsveld in de aardkorst, voor zover bekend, niet veranderd. De bewegingsrichting bestaat in hoofdzaak uit een in ongeveer NO en ZW gerichte rekbeweging. De grootte van de spanningen kan wel hebben gevarieerd. In het vroeg Pleistoceen bereikten de tektonische bewegingen namelijk een hoogtepunt en namen vervolgens af in het Riss en Würm. In het Holoceen neemt de beweging echter weer toe. Dit blijkt uit seismologische en geodetische waarnemingen (Zonneveld 1947, Ahorner 1962).

De meeste epicentra in Nederland lijken echter in verband te staan met diepe breuken in het top-Carboon (fig.2). Een mogelijke relatie met deze diepe breuken zal aan de hand van een aantal detailkaarten worden beschreven. Daarbij zal ook worden bekeken in hoeverre deze breuken ook nog het Kwartair doorsnijden.

De breuken in Nederland die nu nog actief zijn zullen worden behandeld van Zuid naar Noord. Voor gedetailleerde gegevens over de bevingen wordt verwezen naar de Appendix en de Catalogus (Houtgast, 1992).

Het uiterste zuiden van Nederland wordt doorsneden door de volgende drie seismisch actieve breuken (fig.3): in het westen de breuk van Antwerpen, de Rijenbreuk en de Beringenbreuk met een aantal vertakkingen, en meer naar het oosten de Feldbiss, op de rand van de Roerdalslenk. In Zuid-Limburg zijn ten zuiden van de Feldbiss ook nog een aantal actieve breuken aanwezig.

#### 2. Het Brabant Massief

In Zuidwest-Brabant komt ter hoogte van Bergen op Zoom een diepe breuk voor (fig.3), die de breuk van Antwerpen wordt genoemd. De NW-ZO gerichte breuk is in zuidoostelijke richting te vervolgen via Antwerpen, tot iets ten zuidoosten van Lier. Hier komt de breuk uit op een in NO-ZW richting lopende diepe breuk die aansluit bij een breukzone (Brabant Strike Slip Zone) in het Brabant Massief. Deze zone ligt ten noorden van de seismisch actieve zuidelijke Grensbreuk (Faille Bordière) van het Brabant Massief. Deze Grensbreuk ligt weer iets ten noorden van de langgerekte Midi-Aken overschuiving.

De eerder genoemde Oost-West lopende breukzone is zeer actief, getuige de bevingen bij **Tienen** in 1692 (diepte 27 km), 1714 (5 km) en 1828 (17 km) en bij **Brussel** in 1938 (diepte 24 km). De bevingen bij **Luik** in 1965 en 1983 vonden plaats daar waar de oostelijke uitloper van deze breukzone samenkomt met de Midi-Aken overschuiving.

Bij Bergen op Zoom heeft de Antwerpenbreuk een helling in noordoostelijke richting (Atlas van Nederland, blad II-2). Dat de breuk hier nog seismisch actief is, wordt aangetoond door de bevingen bij **Bergen op Zoom** in 1711 en 1988. Het epicentrum van de laatste beving is ongeveer 2-3 km verwijderd van de breuk. Omdat de diepte van de haard van de beving (het hypocentrum) berekend is op slechts enkele kilometers is het dus goed mogelijk dat de beving het gevolg is van een beweging langs deze breuk. Volgens de geologische kaarten houdt de Antwerpenbreuk in noordelijke richting op bij Bergen op Zoom.

### 3. De grens met de Roerdalslenk: de Rauwbreuk en de Rijenbreuk

Bij de grens tussen het West Nederlands Bekken en de Roerdalslenk ligt ten zuiden van Tilburg de Rauwbreuk (fig.1, 4 en 5).

De Rauwbreuk loopt in zuidoostelijke richting door tot bij Genk (in België) en heet hier de Vossenbergr Storing. Hier wordt de breuk afgesneden door een O-W verlopende breuk. Een oostelijke vertakking van de Rauwbreuk is mogelijk verbonden met de Heerlerheidebreuk (fig.3, Atlas van Nederland, blad II-2, 1975). Naar het noordwesten gaat de Rauwbreuk via een drietal parallel lopende breuken (Poppelbreuk, Hoge Mierdebreuk en Reuselbreuk) over in de Rijenbreuk. Dit breukenstelsel is nog steeds tektonisch actief. Langs deze breuken komen ten zuiden van Tilburg namelijk hellingen voor in het landschap die gepaard gaan met karakteristieke veranderingen in de stroomrichting van rivieren (fig. 5). Deze verschijnselen treft men ook aan bij de Rijenbreuk in het noordwestelijk verlengde van de Rauwbreuk. Langs het zuidoostelijk verlengde van de Rijenbreuk (de Rielbreuk) bestaan echter niet van dergelijke aanwijzingen voor recente tektonische activiteit.

Toch is de Rielbreuk hier mogelijk wel seismisch actief, blijkens de beving bij **Hilvarenbeek** (1990). Het hypocentrum van de beving (diepte 10 km) blijkt goed samen te vallen met het verloop van de Rielbreuk in de ondergrond (fig.6). Deze breuk sluit overigens verder oostwaarts aan op de Feldebiss.

De Rijenbreuk is in het Carboon (top-Namurien) naar het zuidoosten in België te vervolgen via Beringen tot Bilzen even ten westen van Maastricht. Hier heet de breuk de Beringen Storing. Vooral de beving bij **Bilzen** (1925) geeft aan, dat de breuk waarschijnlijk nog steeds seismisch actief is. Ook bij **Maastricht** hebben zich in het verleden een groot aantal bevingen voorgedaan (zie Catalogus Aardbevingen in Nederland). De juiste lokaties van de epicentra van deze historische bevingen (van 878 tot 1918) zijn echter, vanwege het ontbreken van nauwkeurige gegevens, niet erg betrouwbaar. Deze bevingen kunnen dan ook niet zonder meer aan een bepaalde breuk worden toegeschreven.

Voor het deel van de Rijenbreuk ten noordwesten van de Rauwbreuk bestaan geen aanwijzingen voor recente tektonische activiteit. De breuk ligt hier op de overgang van het West Nederlands Bekken en de Roerdalslenk en loopt via Rijen naar Geertruidenberg.

Ten westen van deze NNW-ZZO strekkende breuk zijn in het top-Carboon andere diepe breuken aanwezig, met een NW-ZO richting (fig.2). Deze breuken vormen de eigenlijke zuidwest rand van het West Nederlands Bekken.

#### 4. Het West Nederlands Bekken

In het West Nederlands Bekken ligt een structurelement uit het Tertiair: het Kijkduin Hoog (fig.7 en 8).

Volgens van Montfrans ('83) zou momenteel een daling van het Kijkduin Hoog plaatsvinden. Dit blijkt uit de dikteveranderingen van de jongste afzettingen. Of deze daling langs de diepe grensbreuken van het Kijkduin Hoog plaatsvindt of dat deze een gelijkmatiger karakter heeft kan niet worden aangetoond. De diepe breuken doorsnijden de bovenliggende jonge lagen namelijk niet.

Uit de seismologie zijn er echter wel enkele aanwijzingen, dat de diepe breuken aan de zuidrand van het West Nederlands Bekken hier nog steeds actief zouden kunnen zijn. Zo zijn in de omgeving van **Rotterdam** (1803), **Schiedam** (1804) en **Den Haag** (1905) een aantal bevingen voorgekomen, die gerelateerd zouden kunnen zijn aan een diepe breuk op top-Carboon niveau. Deze breuk ligt op de noordrand van de Voorne Trog (fig.2). De tektonische achtergrond van deze bevingen is echter twijfelachtig. De aard van de waargenomen verschijnselen kan ook duiden op akoestische verschijnselen (Houtgast, 1991). Het blijkt dat in kustgebieden over de gehele wereld geluidstrillingen worden waargenomen, waarvan de bron echter niet bekend is. Als mogelijke oorzaak worden wel atmosferische storingen (onweer) genoemd. In meer recente tijden kunnen ook militaire oefeningen van marine en luchtmacht dergelijke verschijnselen veroorzaken evenals activiteiten van de Mijnopruimingsdienst, zowel op land als in zee. Het is bekend dat in sommige gevallen geluidstrillingen bij de bevolking de indruk kunnen geven van seismische trillingen.

#### 5. De Rielbreuk, actieve breuk op de zuidrand van de Roerdalslenk tussen de Rauwbreuk en de Feldbiss

Uit fig.4 blijkt, dat op de rand van de Roerdalslenk tussen de Rauwbreuk/Rijenbreuk en de Feldbiss een O-W strekkende breuk aanwezig is. Ten zuiden van Tilburg heet deze de Rielbreuk. De hellingen in het landschap vormen een aanwijzing dat deze breuk nog tektonisch actief is. De Rielbreuk gaat in oostelijke richting over in de breuk van Vessem (fig.11) en verder oostwaarts in de breuk van Sterksel (fig.12).

Dat de breuk van Vessem ook relatief kortgeleden nog actief was, blijkt wel uit het verzet van de basis van de Nuenen groep (Pleistoceen) langs deze breuk (fig.13).

De breuk van Sterksel doorsnijdt de lagen van het Pleistoceen ook (tot in de formatie van Sterksel), maar de basis van de Nuenen groep wordt niet meer verzet. Er zijn echter geen aanwijzingen, dat deze O-W-strekkende breuken ook seismisch actief zijn. Het zijn voor zover bekend geen diepe breuken, behalve daar waar de breuk van Vessem overgaat in de Feldbiss.

## 6. De Feldbiss

### Het deel van de Feldbiss ten Noordwesten van de breuk van Vessem, ten Westen van Eindhoven

Uit de geologie blijkt, dat de Feldbiss in het zuidoostelijk verlengde van de Rielbreuk een zeer belangrijke diepe breuk is. De Feldbiss verspringt in Brabant langs de breuk van Vessem in westelijke richting (fig.14) en heet hier de breuk van Wintelre (fig.15). Deze breuk was ook gedurende of na de afzetting van de Nuenen groep (Pleistoceen) nog actief. Het verzet van de basis van de Nuenen groep neemt naar het Noordwesten wel af (zie ook fig.13). Dit zou kunnen duiden op een afname van de activiteit langs deze breuk in noordwestelijke richting. Toch is het zeer waarschijnlijk, dat deze breuk nog steeds seismisch actief is, getuige de beving bij **Andel** (1918) langs deze breuk (fig.14).

Er is ook een diepe breuk in het verlengde van de Feldbiss ten Noorden van de breuk van Vessem. Er bestaan echter geen aanwijzingen voor recente tektonische activiteit van deze breuk. Ook geologische afzettingen uit het Kwartair worden langs deze breuk niet verzet (fig.16). Ook zijn er geen aanwijzingen voor seismische activiteit van deze breuk.

### De Feldbiss ten Zuidoosten van de breuk van Vessem

Het deel van de Feldbiss ten Zuidoosten van de breuk van Vessem doorsnijdt het Kwartair wel (fig.6 en 11). Ook neemt langs dit deel van de breuk de seismische activiteit in zuidoostelijke richting toe. Zo blijkt er een relatie te bestaan tussen de Feldbiss en bevingen bij **Waalre** (1983, diepte ca.10 km), **Stramproy/Weert** (1960, diepte 12 km), **Weert** (1976), **Kerkrade/Rolduc** (1928), **Jabeek** (1931) en **Herzogenrath** (in 1873 op diepte 3km, 1874, 1877 op diepte 2 km, 1892). (Zie ook fig.19 en 20).

### Analyse van de seismiciteit langs de Feldbiss

Dat de Feldbiss in Zuidoost-Brabant en het Zuiden van Limburg nog seismisch actief is, blijkt uit de hiervoor genoemde bevingen. De hypocentra correleren goed met de Feldbiss (fig.17 en 20). Uit de diepe seismische secties blijkt, dat de Feldbiss bij Waalre ongeveer 60° helt in noordoostelijke richting. Uit de positie van de beving bij Stramproy zou een iets steilere helling van de Feldbiss volgen: ongeveer 65° in dezelfde richting.

De beving bij **Heythuysen** in 1980 kan ook worden gerelateerd aan de Feldbiss. Dit blijkt uit de locatie van het hypocentrum t.o.v. het breukvlak (fig.20). Dat de beving niet in verband gebracht kan worden met breuken ten Oosten van de Roerdalslenk (zoals bv. met de Peelrandbreuk), blijkt uit het haardmechanisme. Dit geeft als meest waarschijnlijke oplossing een afschuiving langs een NO-hellend breukvlak: een afschuiving langs een breuk met een strekking van 314°. De helling van het breukvlak is met 72° aan de hoge kant en lijkt minder goed te correleren met het breukvlak van de Feldbiss. De tweede mogelijke oplossing, een afschuiving langs een breukvlak met een strekking van 64° en een helling van 45° zuidoost is echter onwaarschijnlijk, aangezien hier geen breuken met een dergelijke oriëntatie voorkomen.



Het epicentrum van de beving bij **Sittard** (1982, diepte ca. 8 km) ligt dicht bij de dagzoom van de Feldbiss (fig.21 en 22). Deze beving kan echter ook aan de ten Westen hiervan gelegen Heerlerheidebreuk gerelateerd zijn. Beide breuken hellen ongeveer  $65^\circ$  NO. De beving kan echter alleen op de Feldbiss liggen als deze plaatselijk zeer steil zou staan. Dit wordt echter niet waargenomen.

Een relatie met de Heerlerheidebreuk is mogelijk als deze breuk op grotere diepte minder zou hellen. Dat deze relatie mogelijk is, blijkt uit het haardmechanisme, dat duidt op een afschuiving langs een breuk met een strekking van  $344^\circ$  en een helling van  $52^\circ$ .

De beving bij **Koningsbosch** (1971, diepte ca. 15 km) ligt waarschijnlijk eveneens op de Feldbiss (voor profiel zie fig.23, de hellingen zijn een extrapolatie van de helling in de bovenste 3km).

Het hypocentrum zou precies op het breukvlak liggen als de helling van de breuk  $60^\circ$  NO zou bedragen. Dit komt ongeveer overeen met de gemiddelde helling zoals die voor de Feldbiss wordt aangenomen.

Het meest waarschijnlijke haardmechanisme duidt op een afschuiving langs een NNW-ZZO lopende breuk met een strekking van  $348^\circ$  en een helling van  $60^\circ$ . De ligging van een dergelijke breuk komt goed overeen met die van de Feldbiss. Een relatie met de Peelrandbreuk zou alleen mogelijk zijn als de breuk op grotere diepte een helling van slechts  $45^\circ$  zou hebben. Dit wordt in de diepe seismische profielen niet waargenomen en is zeer onwaarschijnlijk.

De beving bij **Selfkant** in Duitsland (22-5-1982, diepte ca. 12 km) ligt dicht bij de Feldbiss dan bij de Peelrandbreuk (fig.21).

De beving is waarschijnlijk niet gerelateerd aan de Peelrandbreuk omdat deze breuk hier dan wel een uitzonderlijk geringe helling van ca.  $48^\circ$  zou moeten hebben, hetgeen niet is waargenomen in de diepe seismische profielen.

De correlatie met het breukvlak van de Feldbiss is beter. Het hypocentrum (14 km diep, Ahorner) ligt op de Feldbiss als het breukvlak  $63^\circ$  zou hellen, hetgeen goed overeenkomt met de Feldbiss. De afstand van het epicentrum tot de Feldbiss bedraagt ongeveer 7 km.

Er zijn echter twee mogelijke oplossingen berekend voor het haardmechanisme:

1) Een afschuiving langs een breukvlak met een strekking van  $349^\circ$  en een helling van  $49^\circ$ . Dit komt ongeveer overeen met de waarden van de Feldbiss, hoewel de gevonden hellingswaarde erg gering is.

2) Een afschuiving langs een breukvlak met een strekking van  $121^\circ$  en een helling van  $52^\circ$ , hetgeen ongeveer overeenkomt met de ligging van het hypocentrum op de Peelrandbreuk. De afstand tot de Peelrandbreuk bedraagt ongeveer 12 km, zodat bij een hypocentrum van 14 km de gemiddelde helling van de Peelrandbreuk ongeveer  $49^\circ$  zou bedragen, hetgeen goed overeenkomt met de helling van  $52^\circ$ , die uit het haardmechanisme volgt.

Zowel de berekeningen van het hypocentrum als de oplossingen van het haardmechanisme geven dus geen uitsluitel langs welke breuk deze aardbeving heeft plaatsgevonden.

De beving bij **Koningsbosch** (1989) correleert goed met de Feldbiss (fig.21). De positie van het hypocentrum (diepte ca.10 km) t.o.v. de dagzoom van de Feldbiss wijst hier op een breukvlak met een helling van  $69^\circ$  NO. Dit is in overeenstemming met de helling van de Feldbiss, zoals berekend uit een aantal andere oplossingen van haardmechanismen. Een relatie van deze beving met de nog te bespreken Koningsboschbreuk is echter niet uitgesloten. Uit diepe seismische profielen blijkt echter dat de breuken in het centrum van de slenk slechts tot geringe diepte kunnen worden waargenomen.

De bevingen bij **Herzogenrath** (in 1873 op diepte 3km, in 1874 en in 1877 op diepte 2 km) correleren ook goed met de Feldbiss.

In het algemeen blijkt, dat veel bevingen in het centrum van de Roerdalslenk beter met de Feldbiss dan met de Peelrandbreuk gecorreleerd kunnen worden. Een uitzondering hierop vormt de beving bij Roermond van 13 april 1992.

De locaties van de bevingen die kunnen worden toegewezen aan de Feldbiss geven aan dat de gemiddelde helling van deze breuk ook tot op grotere diepte (tot 12 km diepte) een waarde heeft die ligt tussen  $49^\circ$  en  $72^\circ$ .

Uit de haardmechanismen van de bevingen bij **Koningsbosch** (1971), **Selfkant** (1982) en **Sittard** (1982) blijkt, dat er momenteel langs de Feldbiss en Heerlerheidebreuk een afschuiving plaatsvindt langs breukvlakken met een NNW-ZZO strekking die varieert van  $314^\circ$  -  $349^\circ$  (zie ook fig.19 en 21). De richting van deze strekking verandert van Zuidoost ( $349^\circ$  bij Selfkant) naar Noordwest ( $314^\circ$  bij Heythuysen). Dit is opmerkelijk, aangezien de oriëntatie van de Feldbiss hier niet of nauwelijks verandert, althans aan het aardoppervlak.

In noordwestelijke richting blijkt de extensie-as systematisch te roteren van NO naar NNO (van  $54^\circ/01^\circ$  bij Selfkant naar  $12^\circ/18^\circ$  bij Heythuysen). De overige spanningsassen roteren op dezelfde wijze tegen de klok in. De locaties van de bevingen lijken dus voornamelijk te zijn bepaald door de grote breukzone (Feldbiss), maar de oriëntaties van de haardvlakken worden bepaald door de spanningscondities. Dit wordt ondersteund door het feit, dat de oriëntatie van de haardvlakken in alle gevallen afwijkt van de oriëntatie van de Feldbiss.

De strekking van de haardvlakken varieert van  $314^\circ$  (Heythuysen) tot  $349^\circ$  (Selfkant). De strekking van de Feldbiss bedraagt ca.  $315^\circ$ .

De helling van de haardvlakken varieert van  $49^\circ$  -  $72^\circ$ . Die van de Feldbiss is niet goed bekend, vooral niet op grote diepte, maar kan goed tussen beide waarden variëren. Misschien spelen ook kleinere breuken een rol.

#### OVERZICHT HAARDMECHANISMEN FELDBISS-BEVINGEN

<u>Epicentrum</u>	<u>strekking</u>	<u>helling</u>	<u>richting</u>	<u>breuk</u>	<u>T-as</u> Az./dip
Koningsbosch	$348^\circ$ ( $113^\circ$ )	$60^\circ$ ( $45^\circ$ )	$23^\circ$ ( $258^\circ$ )	Feldbiss Peelrand ?	$53^\circ/9^\circ$
Selfkant	$349^\circ$ ( $121^\circ$ )	$49^\circ$ ( $52^\circ$ )	$31^\circ$ ( $259^\circ$ )	Feldbiss Peelrand ?	$54^\circ/1^\circ$
Sittard	$344^\circ$	$52^\circ$	$20^\circ$	Feldbiss	$47^\circ/0^\circ$
Heythuysen	$314^\circ$	$72^\circ$	$334^\circ$	Feldbiss	$12^\circ/18^\circ$

Dat langs de westelijke breuken van de Roerdalslenk (zoals de Feldbiss en in Duitsland de Sandgewand) momenteel een belangrijke tektonische beweging plaatsvindt, blijkt ook uit geodetische metingen. Uit metingen langs een profiel van Düren naar Keulen blijkt deze beweging momenteel zelfs groter te zijn dan langs de oostelijke grensbreuken (fig.24 en 25): 2.6 mm/jaar tegen 1 mm/jaar. Opvallend is ook, dat het huidige dalingsgebied in het Oosten niet wordt begrensd door de Roerrandbreuk (het verlengde van de Peelrandbreuk) maar door de Erft-Sprung breuk, die in het verlengde ligt van de 2e Peelbreuk. Hieraan is ook de meeste oostelijke seismische activiteit gerelateerd. Naar het Noordwesten toe neemt de dalingssnelheid in de Roerdalslenk af tot een daling van 0.3 mm/jaar in de omgeving van Vught (Brouwer 1990).

## 7. Actieve breuken ten Zuiden van de Feldbiss in Zuid-Limburg

Uit de correlatie tussen de epicentra en de diepe breuken (top-Carboon) blijkt dat ten Zuiden van de Feldbiss in Zuid-Limburg nog een aantal breuken seismisch actief zijn (fig.26). Deze breuken worden hieronder van Noordoost naar Zuidwest nader beschreven.

### -De Heerlerheidebreuk.

De beving bij **Sittard** in 1982 (diepte ca. 8 km, fig.23), en mogelijk ook de bevingen bij **Sittard** in 1931 en bij **Heerlen** in 1879 en 1914 kunnen zijn ontstaan langs deze breuk. De Heerlerheidebreuk loopt in zuidoostelijke richting door tot ten Noordoosten van Aken, waar zich ook een aantal kleinere bevingen hebben voorgedaan. De breuk heet hier de Richterich breuk. Opvallend is, dat de meeste bevingen bij Aken echter samenhangen met een andere diepe breuk onder Aken, de Laurensbergbreuk, die uitloopt tegen de Aken-overschuiving.

Naar het Noordwesten (in België) gaat de Heerlerheidebreuk over in de breuk van Rotem en lijkt samen te komen met de Feldbiss (fig.27 en 28).

De Heerlerheidebreuk wordt in de literatuur ook beschreven als een seismisch actieve breuk (Ahorner 1964). In Zuid-Limburg doorsnijdt de breuk ook de basis van het Plioceen. Er zijn geen duidelijke aanwijzingen gevonden, dat deze breuk hier het Kwartair doorsnijdt.

De Heerlerheidebreuk komt in Brabant samen met de breuk van Vessem. Er zijn hier echter ook geen aanwijzingen voor recente tektonische activiteit. De basis van de Nuenen groep (Pleistoceen) wordt namelijk langs de Heerlerheidebreuk op deze plaats niet verzet (zie ook fig.13).

### -De Kunradebreuk.

De activiteit van deze breuk kan o.a. worden afgeleid uit een serie bevingen bij **Hulsberg** (1984, diepte 3km), **Klimmen** (1971) en bij **Kunrade** in 1985 en 1986. Belangrijk is de ondiepe beving (2km) bij **Kunrade** in 1985 (fig.26). Het haardmechanisme van deze beving duidt op een afschuiving met een oostelijke component (richting  $64^\circ$ ) langs een breuk met een strekking van  $270^\circ$  en een helling van  $80^\circ$ . Het haardmechanisme correleert niet met de meer noordelijk gelegen Revierenbreuk die naar het Zuiden helt.

Mogelijk is ook de beving bij **Voerendaal** in 1930 gebonden aan de Kunradebreuk. Verder zuidwaarts wordt de relatie tussen bevingen en breuken in de ondergrond onduidelijker.

#### -De Geullebreuk.

Deze breuk correleert in de diepe ondergrond met de Leutbreuk. Er heeft zich een diepe beving voorgedaan bij **Valkenburg** (1981, diepte ca. 21 km, fig.29). Het hypocentrum van deze beving correleert goed met het mogelijke verloop van de Leutbreuk in de diepe ondergrond (fig.30).

Ook het haardmechanisme wijst op een relatie met een NNW-ZZO strekkende breuk. Het mechanisme geeft als meest waarschijnlijke oplossing een scheve afschuiving in richting 22° langs een breukvlak met strekking 347° en helling van 45°.

De Leut/Geullebreuk doorsnijdt het Tertiair. Het is onbekend of de breuk ook het Kwartair doorsnijdt.

Hoe de Leutbreuk in noordwestelijke richting doorloopt is niet precies bekend. De breuk zou verbonden kunnen zijn met de Vossenbergs storing, het verlengde van de Rauwbreuk.

In het Zuidoosten vertakt de breuk zich in de Schin op Geulbreuk (fig.31). Het is onbekend of de Schin op Geulbreuk ook een diepe breuk is.

#### -De Schin op Geulbreuk.

Langs deze breuk hebben zich in 1967 twee lichte bevingen voorgedaan in de omgeving van **Valkenburg**.

Uit profielen door deze breuk blijkt echter, dat lagen uit het Kwartair niet worden doorsneden. Het kan toch niet worden uitgesloten, dat deze breuk weer tektonisch actief is geworden.

Het is onbekend of de Schin op Geulbreuk ook een diepe breuk is die het top Carboon doorsnijdt. In het Zuidoosten gaat de Schin op Geulbreuk over in de Laurensbergbreuk, die naar het Zuidwesten helt.

#### -De Laurensbergbreuk.

Deze breuk ligt onder Aken, even ten Zuidwesten van de Heerlerheidebreuk (fig. 26). De beving bij **Gulpen** in 1988, met een diepte van 23 km, kan aan deze breuk zijn gerelateerd.

Ook de beving bij **Vaals** in 1975, met een diepte van 28 km, zou aan deze breuk kunnen zijn gerelateerd. Dat deze breuk nog steeds actief is blijkt ook uit de vele bevingen, die zich bij Aken hebben voorgedaan.

De Laurensbergbreuk doorsnijdt het Tertiair. Het is niet bekend of de breuk ook het Kwartair doorsnijdt.

#### -De Beringen storing.

De zuidelijke Grensbreuk (Faille Bordière/Faille du Midi) van het Brabant Massief, die zich in ongeveer O-W richting over geheel België uitstrekt, is vanaf Luik te vervolgen in N-O richting tot bij Maastricht. Hier lijkt de breuk te worden doorsneden door een NW-ZO-strekkende breuk: de Beringen storing (fig.29). Beide breuken zijn seismisch actief. De activiteit van de zuidelijke Grensbreuk blijkt wel uit de vele bevingen die aan deze breuk zijn gerelateerd en uit de beide bevingen bij **Luik** in 1965 (diepte 2 km) en 1983 (diepte 4 km). Ook het haardmechanisme, een noordwaartse afschuiving langs een NO-ZW-strekkende breuk, komt overeen met de oriëntatie van de breuk waarlangs de beweging heeft plaatsgevonden, de Faille St.Gilles (fig.32 en 33).

In de omgeving van Maastricht lijkt de zuidelijke Grensbreuk te worden doorsneden door een NW-ZO-strekkende breuk, de Beringen storing. Hierlangs heeft zich bij **Maastricht** een beving voorgedaan in 1918 op een diepte <5 km (v. Gils). Ook de overige bevingen bij **Maastricht** (1504, 1505, 1583, 1663, 1699, 1714, 1755, 1827) kunnen in verband staan met tektonische activiteit van de Beringen Storing. Een nog overtuigender bewijs voor de activiteit van deze breuk vormt een redelijk zware beving (M 4.7) bij **Bilzen** (1925) op een diepte van ca.5 km. Deze breuk is in het Noordwesten verbonden met de Rijenbreuk in Brabant, waar zich op 21 km diepte een beving heeft voorgedaan bij Hilvarenbeek. Daarnaast ligt Maastricht op de rand de Visé-Puth opwelling. Verondersteld wordt, dat deze opwelling hier doorsneden wordt door meerdere diepe breuken, die de Visé-Puth Graben vormen (o.a. Keulen en Ruyten, Bless et al 1983). Daardoor zou Maastricht momenteel op een smalle slenk liggen tussen het Brabant Massief en de Visé-Puth opwelling. Deze slenk was al actief gedurende het Devoon en zou mogelijk weer gereactiveerd kunnen zijn.

## 8. De Roerdalslenk

In de Roerdalslenk komt ook seismische activiteit voor, die mogelijk correleert met enkele kleinere breuken.

Zo correleren de 6 bevingen bij **Weert** (1563 (4x, 1 zware VI), 1567, 1568) en de lichte beving bij **Maarheeze** (1975) gedeeltelijk met een kleinere breuk in het top Carboon (fig.19).

In het verlengde van deze breuk, zijn bij **Vught** (1932) en **Vught/Heeswijk** (1933) ook schokken gevoeld. Het kan echter niet worden uitgesloten, dat deze bevingen zijn gerelateerd aan de Feldbiss of de Peelrandbreuk. Er zijn ook geen geologische argumenten voor de huidige activiteit van deze breuken in de slenk. De breuken lopen niet door tot in het Kwartair (fig.34).

Binnen de Roerdalslenk komt iets ten Noordoosten van de Feldbiss nog een blok voor dat relatief is opgeheven.

In het Zuiden wordt dit blok begrensd door de Koningsboschbreuk. Deze breuk staat vrijwel verticaal en helt licht in zuidwestelijke richting. In het Noorden wordt het blok begrensd door de breuk van Stevensweert (fig.35), die de Koningsboschbreuk in het Noordwesten afsnijdt.

Uit het profiel blijkt, dat dit blok gedurende het Kwartair relatief opgeheven is binnen de Roerdalslenk. Er kan nog steeds opheffing van dit blok plaatsvinden. Daarnaast is de Koningsboschbreuk mogelijk ook seismisch nog actief. De ondiepe beving bij **Echt** in 1977 kan zijn gerelateerd aan deze breuk.

Een zeer lichte beving bij **Nieuwstadt** (1986) is mogelijk gerelateerd aan de breuk van Pey, een vertakking van de Koningsboschbreuk (fig.21). De beving kan echter ook zijn gerelateerd aan de Feldbiss.

## 9. De Peelhorst

### De Peelrandbreuk

De Roerdalslenk wordt in het Noorden begrensd door de Peelrandbreuk, de belangrijkste breuk in Nederland. Hoewel zich in de slenk ook op grotere diepte (ongeveer 2000m) meerdere breuken bevinden, blijkt dat lagen uit het Kwartair alleen langs de Peelrandbreuk en de breuken ten Noordoosten hiervan verspringen. Dit duidt erop, dat de Peelrandbreuk en de breuken ten Oosten hiervan recentelijk nog actief waren.

De Peelrandbreuk is een NNW-ZZO-strekkende breuk, die naar het Zuidwesten helt onder een hoek van ongeveer 60°. De breuk loopt van iets ten Oosten van Roermond in noordwestelijke richting door tot nabij Uden. Verder noordwestwaarts is het verloop in de diepe ondergrond onduidelijk.

Voor de recente tektonische activiteit van de Peelrandbreuk kunnen de volgende bewijzen worden aangevoerd:

-Dikteverschillen van Pleistocene afzettingen aan weerszijden van de Peelrandbreuk (fig.35 en 36).

-De grensbreuken van de Roerdalslenk, waaronder de Peelrandbreuk zijn in het oppervlak te zien als hoogteveranderingen in het landschap in Oost-Brabant en Limburg. Dit gaat soms samen met het voorkomen van wijstgronden, zoals ten Westen van Uden in het Geologisch reservaat Karperdijk (fig.37 t/m 40). Wijstgronden zijn kwelrijke en daardoor drassige tot permanent natte, meestal moerige tot venige gronden gelegen op een topografisch hooggelegen deel, direct aan de rand van een tektonische breuk die in het terrein zichtbaar kan zijn in de vorm van een terreintrede (Hoogma 1990).

-Veranderingen van het drainagepatroon van rivieren in de omgeving van de Peelhorst.

-Ook uit waterpassingen blijkt een recente activiteit van de Peelrandbreuk. Ten Noorden van Roermond (bij Swalmen) werd uit waterpassingen in de periode 1926 tot 1954 een verticale beweging van 0.6 mm/jaar gemeten (Waalwijn). De grootte van deze bewegingen neemt duidelijk af in noordwestelijke richting, evenals de seismiciteit. Deze waarde is mogelijk een resultante van de totale beweging langs de Peelrandbreuk en westhellende breuken ten Noordoosten hiervan, die nog zullen worden behandeld. De waarde komt in orde-grootte overeen met de daling in de ooststrand van het Duitse deel van de Roerdalslenk (ongeveer 1 mm/jaar, Ahorner 1968).

-Recente seismiciteit, met name de sterke beving (magnitude 5.8) van 13 april 1992, 5 km ten Zuiden van **Roermond**, heeft aangetoond dat op ca. 17 km diepte beweging langs de Peelrandbreuk heeft plaats gevonden. Uit waterpassingen is overigens geen verticale verplaatsing aan het aardoppervlak gemeten. De hypocentra van een groot aantal naschokken (tussen 12 en 20 km diep) lagen eveneens op deze breuk. Het haardmechanisme vertoont een verticale afschuiving langs een breukvlak met een strekking variërend van 120°-140° en een helling van 70° ZW.

Ondanks het feit, dat de Peelrandbreuk dus duidelijk actief is, kan met de gegevens van uitsluitend de oude bevingen niet worden aangetoond, dat langs de Peelrandbreuk seismische activiteit plaatsvindt. Van de vele bevingen, die goed met het verloop van de breuk in de diepe ondergrond (top Carboon) correleren (zie ook fig.19), kunnen de hypocentra door gebrek aan gegevens niet goed worden bepaald en evenmin de haardmechanismen.

Het betreft de bevingen bij **Roermond** (1851, 1924), **Weert** (1976), **Grathem** (1906, 1969), bij **Helmond** (1755), bij **Meyel** (1932) in de omgeving van **Veghel** bij Uden (1932, 2x) en bij **Dinther/Heeswijk** (1848). Deze bevingen kunnen dus ook zijn gerelateerd aan breuken ten Oosten van de Peelrandbreuk, zoals de Meyelbreuk of de 2e Peelbreuk. Zoals zal blijken, is de 2e Peelbreuk misschien nog wel de belangrijkste seismisch actieve breuk van dit moment.

De breuken in de Peelhorst ten Oosten van de Peelrandbreuk waren relatief kortgeleden ook nog actief. Dit blijkt uit het verspringen van lagen uit het Pleistoceen (fig.35, 42 en 43).

De Meyelbreuk ten Oosten van de Peelrandbreuk gaat naar het Noordwesten toe over in een breuk, die bij Uden de Mellebreuk en ten Noordwesten hiervan bij Nistelrode de Waardse breuk wordt genoemd (fig.37 en 39).

De recentelijke activiteit van de Meijelbreuk blijkt ook uit het voorkomen van wijstverschijnselen en het verspringen van recente lagen (formatie van Veghel) in het geologisch profiel over de Waardse breuk (fig.40 en 41).

Of de Meyelbreuk ook seismisch actief is, kan niet worden bewezen. De diepten van de bevingen in de omgeving van deze breuk zijn namelijk niet bekend.

Waarschijnlijk zijn de bevingen bij **Uden** (1932(8x)), en **Veghel/Uden** (1843) niet gerelateerd aan de Peelrandbreuk. Als aangenomen wordt dat deze bevingen ondiep waren kunnen ze zijn gerelateerd aan de Meyelbreuk.

### De 2e Peelbreuk

Ten Oosten van de Meijelbreuk ligt een belangrijke breuk: de 2e Peelbreuk. Deze breuk was nog actief in het Pleistoceen. In het Noorden ten Zuidwesten van Nijmegen doorsnijdt de breuk de Tegelen formatie van het Kwartair (fig.44). De formatie van Veghel wordt echter niet doorsneden. Mogelijk is de breuk nu toch nog actief.

De drie bevingen, waarvan wel een hypocentrum kon worden bepaald, wijzen erop dat de 2e Peelbreuk seismisch actief is.

Zo kan de beving bij **Uden** (1932, diepte ca.10 km) die duidelijk worden gerelateerd aan de Meyelbreuk. Het hypocentrum ligt op het breukvlak van de 2e Peelbreuk, als aangenomen wordt dat de oriëntatie van de breuk op grotere diepte ongeveer hetzelfde blijft en de locatie van het hypocentrum goed is (fig.46). Deze breuk heeft hier een helling van ongeveer 53 graden. Ook de beving bij **Veghel/Uden** (1843, diepte ca.12 km) ligt nagenoeg op dit breukvlak.

Daarnaast blijkt ook het hypocentrum van de diepe beving bij **Roermond** (1935, diepte ca. 10 km) op de 2e Peelbreuk te liggen, ofschoon het epicentrum erg dicht bij de dagzoom van de Peelrandbreuk ligt. De diepte van deze beving komt redelijk overeen met de diepte van de basis van een veronderstelde intrusie. Dit is het Erkelenz intrusief (fig.46 en 47 naar Bosum 1965, zie verder ook Teichmüller & Teichmüller 1971, Wrede (1985)), dat waarschijnlijk van granitische samenstelling is (Bredewout 1989). De aanwezigheid van dit lichaam wordt verondersteld op basis van zwaartekrancht anomalies en vooral magnetische- en inkolingsanomalies. In het

Zuidwesten zou de intrusie worden begrensd door de Peelrandbreuk.

De relatie van deze bevingen met de 2e Peelbreuk onderstreept nog eens, dat het goed mogelijk is, dat ook de overige bevingen ten Westen van deze breuk hieraan kunnen zijn gerelateerd.

De 2e Peelbreuk blijkt dus momenteel een belangrijke breuk te zijn.

Bij nadere beschouwing blijkt de 2e Peelbreuk in het verlengde te liggen van de Erft Sprung breukzone (zie ook fig.24 en 25). Hierlangs vindt momenteel de grootste daling plaats en treedt de meeste seismiciteit op. Het is dus niet zo verwonderlijk dat de 2e Peelbreuk in Nederland momenteel seismisch actiever is dan de Peelrandbreuk.

Uit een dalingsprofiel van Vught naar Schaijk blijkt ook geen duidelijke activiteit van de Peelrandbreuk. Wel is er een duidelijke activiteit waarneembaar van een breuk ten Westen hiervan, in de Roerdalslenk, ongeveer ter hoogte van Berlicum ten Oosten van 's Hertogenbosch (gebruikte profiel van Brouwer 1990). Hoe deze breuk naar het Noordwesten te vervolgen is, is onduidelijk. Waarschijnlijk gaat het hier om een blok, dat wordt opgeheven in de Roerdalslenk. De daling in de Roerdalslenk neemt in noordwestelijke richting af van 1 mm/jaar in Duitsland tot ongeveer 0.3 mm/jaar in de omgeving van Vught (Brouwer 1990).

#### 10. De Zuidrand van het Maasbommel Hoog en de Zandvoort Rug

In het noordelijk verlengde van de Peelrandbreuk, bij Tiel, lijkt een andere breuk het verzet van de Peelrandbreuk over te nemen (fig.49 en 50). Deze breuk komt mogelijk ook samen met de Meijelbreuk en ligt ook in het verlengde van de 2e Peelbreuk en het Tegelen breuksysteem. De breuk vormt hier de zuidrand van het Maasbommel Hoog. Deze begrenzing is te vervolgen tot voorbij Utrecht (fig.52). De hoofdbreuk is bij Tiel herkenbaar doordat hierlangs de grootste verspringing van de bovenkant van de formatie van Maassluis (Pleistoceen) wordt waargenomen (>20 m, fig.50). Hoe deze breuk in diepere lagen (het basis Tertiair) doorloopt blijkt uit fig.49.

De zuidwestrand van het Maasbommel Hoog is nu mogelijk nog steeds actief. De formatie van Sterksel (Pleistoceen) wordt langs deze breuk in de omgeving van Tiel duidelijk verzet (fig.51). Dit duidt op een recente activiteit van de zuidrand van het Maasbommel Hoog.

Uit bevingen bij Tiel (1928, 1932) blijkt, dat deze breuk waarschijnlijk ook seismisch actief is. Uit de kaarten van het basis Tertiair en de bovenkant van de formatie van Maassluis blijkt dat deze breuk hier een helling heeft van ongeveer 65° in zuidwestelijke richting.

Deze breuk, die de zuidrand van het Maasbommel Hoog vormt, kan in de basis van de formatie van Breda (Tertiair) worden vervolgd via Wijk bij Duurstede tot voorbij Utrecht.

Bij Utrecht vormt de breuk de zuidelijke begrenzing van de Zandvoort Rug (fig. 52 en 54). De breuk was ook hier in het Kwartair nog actief, want deze doorsnijdt de lagen van het Kwartair.



Het bewijs voor de meest recente activiteit vormt de afschuiving van de basis van de formatie van Sterksel langs deze breuk (fig.50). Naar het Noordwesten toe is de doorsnijding en verbreding van de formatie van Sterksel moeilijker toe te wijzen aan de activiteit van één bepaalde diepe breuk. (fig.52 en 53). Het meest waarschijnlijk is deze te danken aan de activiteit van zowel de zuidrand van de Zandvoort Rug als ook van de breuk ten Noorden hiervan, bij Breukelen en Vinkeveen.

In het Midden Pleistoceen is de beweging langs breuken minder geworden en tenslotte beëindigd. Er zijn hier geen aanwijzingen gevonden voor jongere bewegingen langs breuken (van de Meene E.A., Meerkerk M. van, Staay J. van der, 1988). De algemene daling van het Noordzeebekken zette echter wel door.

Toch lijkt de zuidgrens van de Zandvoort Rug nog steeds seismisch actief te zijn. Hierop duiden zwakke bevingen bij **Utrecht** (1832 en 1942).

De kleine schokken bij **De Bilt** (1913, 1977, 1978, 1979, 1983) en **De Bilt/Zeist** (1977) kunnen verklaard worden door activiteit van een breuk die, in het verlengde van de breuk van Grave, te vervolgen is tot bij Oud-Loosdrecht. Deze loopt in het top Carboon door tot bij Castricum. De exacte relatie blijft moeilijk te bepalen aangezien geen hypocentra konden worden bepaald (zie ook: de zuidrand van het Maasbommel Hoog).

De zuidgrens van de Zandvoort Rug is te vervolgen tot iets ten Zuiden van Haarlem (max. 5 km. ten Zuiden hiervan). De top van de formatie van Maassluis is hier afgeschoven langs deze breuk (fig.57). Dit wijst erop, dat deze breuk in ieder geval gedurende het Onder Pleistoceen nog actief was. Er zijn geen aanwijzingen, dat de noordrand van de Zandvoort Rug toen ook nog actief was.

Mogelijk is de zuidrand van de Zandvoort Rug nog steeds seismisch actief. Dit blijkt uit bevingen bij **Haarlem** (1833, 1850(2x), 1852, 1883). De meeste bevingen werden dicht bij Haarlem gevoeld of iets ten Zuiden daarvan.

Het blijkt dus, dat de zuidwestrand van de Roerdalslenk langs een tamelijk continue breuk kan worden vervolgd van Utrecht tot bij Haarlem. Uit de geologie blijkt, dat de breuk gedurende het Kwartair nog actief was. De mate van doorsnijding van Kwartaire lagen neemt naar het Noordwesten echter af. Het blijkt tevens dat een deel van de seismiciteit in het Midden en Westen van Nederland hoogstwaarschijnlijk gerelateerd is aan deze breuk.

Dit geeft aan, dat deze breuk nog steeds actief is, of juist weer opnieuw actief is geworden.

#### 11. De noordostrand van de Peelhorst: de breuk van Grave en de breuk van Wijchen

Uit diepe seismische secties blijkt, dat ten Oosten van de Tegelenbreuk in het Venlo Blok, ten Zuiden van Nijmegen meerdere diepe breuken aanwezig zijn (zie ook fig.46). Dit zijn van West naar Oost de breuk van Grave en een breuk, die hier de breuk van Wijchen genoemd zal worden.

Deze breuken waren gedurende het Kwartair nog actief. Zij blijken immers de basis van het Kwartair te doorsnijden (fig.50 en 51).

Uit fig.44 blijkt, dat langs de breuk van Wijchen gedurende het Kwartair de grootste verplaatsing heeft plaatsgevonden.

De bevingen bij **Nijmegen** (1846; 1972, 10km diep; 1979, 10 km diep) wijzen erop dat de breuk van Wijchen nog steeds actief is. Dit volgt uit de goede correlatie van de hypocentra met het breukvlak (fig.46).

Opvallend is, dat de hypocentra niet correleren met de breuk van Grave die hier de noordoostelijke begrenzing van de Peelhorst vormt, noch met de noordoostelijke begrenzing van het Maasbommel Hoog, ten Noorden van Nijmegen.

De breuk van Wijchen is in noordwestelijke richting te vervolgen tot iets ten Zuiden van Rhenen. Hier komt de breuk mogelijk samen met de breuk van Grave. De breuk van Grave is verder noordwestwaarts te vervolgen via Amerongen tot even ten Oosten van Bunnik (fig.49 en 50). Het is nog onduidelijk hoe deze breuk hier op grotere diepte doorloopt.

Dat de breuk van Grave hier ook nog seismisch actief kan zijn, blijkt uit een lichte beving bij **Soesterberg** in 1980.

Ook lichte bevingen bij **De Bilt** (1913, 1977, 1978, 1979, 1983) en **De Bilt/Zeist** (1977) kunnen met deze breuk in verband gebracht worden.

Ten Noordwesten van De Bilt vertakt de breuk zich. De zuidelijke tak vormt de noordelijke begrenzing van de Zandvoort Rug. Er zijn geen aanwijzingen, dat de noordrand van de Zandvoort rug in het Kwartair nog actief was. De noordelijke tak is te vervolgen tot onder Oud Loosdrecht en was wel actief gedurende het Kwartair. Het is zelfs de meest recente breuk in dit gebied. De breuk doorsnijdt naast de formatie van Sterkseel ook de formatie van Veghel en Urk (fig.56). Er heeft een daling plaatsgevonden van het noordelijk blok.

Mogelijk is de breuk op top Carboon niveau te vervolgen onder Noord-Amsterdam tot bij Castricum (fig.2). Deze breuk is offshore te vervolgen tot bij het Cleaverbank High, waar de breuk naar het NNO buigt (fig.59). Hier vormt de breuk een van de westelijke breuken van de Centrale Noordzee Slenk, die naar het Noorden toe overgaat in de Centrale Slenk en Viking Slenk. Deze slenken zijn alle nog seismisch actief (A.R. Ritsema 1983).

## 12. De Venlo Slenk

In Noord-Limburg bevindt zich ten Oosten van de Peelhorst de Venlo Slenk. Langs de Tegelenbreuk die de zuidwestgrens van deze Slenk vormt, heeft geen duidelijke daling plaatsgevonden gedurende het Kwartair (fig.42 en 43). Mogelijk correleren bevingen ten Westen van **Boxmeer** (1563, 1581, 1882) toch met deze breuk (fig.19).

## 13. Het Krefeld Hoog

Mogelijk is de Viersenbreuk tussen de Venlo Slenk en het Krefeld Hoog ook actief. Deze breuk is te vervolgen van Viersen in noordwestwaartse richting tot Goch. Uit het verspringen van de basis van het Kwartair langs deze breuk blijkt een relatieve opheffing van het Krefeld Hoog gedurende het Kwartair (fig.19 en 24). Ook hebben er recente breukbewegingen plaatsgevonden, die hebben geleid tot de vorming van de Meertjes van Kriekenberg (Ahorner 1968).

Langs het zuidelijk verlengde van de breuk hebben bij **Keulen** een aantal bevingen plaatsgevonden die duidelijk zijn gerelateerd aan deze breuk.

Een historische beving bij **Venlo** (in 1531) wijst erop, dat de Viersenbreuk ook in Nederland nog actief zou kunnen zijn.

#### 14. De Noordrand van het Maasbommel Hoog

Ten Noorden van Nijmegen, in het noordwestelijk verlengde van de Viersen breuk, ligt de noordrand van het Maasbommel Hoog (fig.2). De noordrand van het Maasbommel Hoog is mogelijk te vervolgen tot de diepe breuk (op top Carboon niveau) bij Amersfoort.

Deze breuken doorsnijden slechts gedeeltelijk de basis van de formatie van Maassluis (Kwartair), iets ten Zuiden van Amersfoort. Het is echter duidelijk, dat langs deze breuk(en) geen grote beweging heeft plaatsgevonden.

De beving bij **Amersfoort** (1756) zou eventueel kunnen zijn gerelateerd aan activiteit van deze breuk.

Vanuit de geologie zijn er te weinig gegevens die erop wijzen, dat de Noordrand van het Maasbommel Hoog/zuidrand van het Centraal Nederlands Bekken nog tektonisch actief is.

Het lijkt er eerder op, dat de meest recente beweging (d.w.z. sinds de afzetting van de formatie van Maassluis) heeft plaatsgevonden langs de breuk van Wijchen en de breuk van Grave).

Activiteit van de diepe breuken in het Carboon kan echter niet worden uitgesloten.

#### 15. Het Centraal Nederlands Bekken en Texel-IJsselmeer Hoog

In het Centraal Nederlands Bekken, lijken bevingen bij **Nijkerk** (1859) en **Harderwijk** (1781 en 1906), goed te correleren met de aanwezigheid van twee diepe breuken in de diepe ondergrond (fig.2).

De breuk bij Nijkerk is in het top Carboon te vervolgen tot bij Zutphen (fig. 60). Tussen Apeldoorn en Zutphen vertakt de breuk zich. Mogelijk is de zuidelijke vertakking te vervolgen tot ten Zuiden van Winterswijk.

De noordelijke tak is te vervolgen van Zutphen tot de breukzone van Plantegaarde ten Zuiden van Winterswijk.

De breuk is ook te zien in profiel 8601 S (Rommelts en Duin 1990).

Er bestaan geen duidelijke aanwijzingen vanuit de geologie, dat de breuk bij Nijkerk in het Kwartair nog actief zou zijn geweest. Wel heeft langs de zuidelijke breuklijn bij Zutphen nog Kwartaire breukactiviteit plaatsgevonden. Ook bij Winterswijk bestaan geologische aanwijzingen, dat de breuk kortgeleden nog actief was. Boven de eerder genoemde breuk bevindt zich namelijk in het Tertiair een Oost-West gerichte slenk (fig.61). Deze was mogelijk ook in het Kwartair nog actief. De loop van de Boven- Slinge lijkt door dit systeem bepaald te zijn. Het kan dus zeker niet worden uitgesloten, dat deze breuk nog actief is. Mogelijk is deze breuk te vervolgen tot ten Noorden van Bochum, bij Marl, in Duitsland, waar zich veel tektonische bevingen hebben voorgedaan (Leydecker 1986: Erdbebenkatalog für die Bundesrepublik Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 1000-1981).

In de omgeving van Winterswijk hebben zich echter, voor zover bekend, nooit bevingen voorgedaan.

De breuk bij Harderwijk splitst zich ten Oosten van Harderwijk in twee breuken. De zuidelijke tak is te vervolgen in het top Carboon via Groenlo tot mogelijk even ten Noorden van Winterswijk (fig.60). De breuk doorsnijdt de formatie van Breda (Tertiair) even ten Westen van Deventer.

De noordelijke tak verspringt bij Eibergen en komt tevens uit even ten Noorden van Winterswijk (dit is de diepe breuk ten Noordoosten van boring Ratum 1 in fig. 62 sectie IV). De breuken zijn ook zichtbaar in de overige secties I t/m V en in fig.46 (Remmelts en Duin 1990).

Bij Harderwijk doorsnijdt de breuk wel het Tertiair, maar niet het Kwartair. Bij Winterswijk zijn echter wel aanwijzingen voor een Kwartaire activiteit van de noordelijk en zuidelijke vertakking van de breuk. Ten Noorden van Winterswijk bevindt zich hierboven in de Tertiaire lagen namelijk ook een slenksysteem (fig.61). De loop van de Groenlosche Slinge (ZO-NW) lijkt hierdoor bepaald te zijn. De activiteit kan echter ook gedeeltelijk te danken zijn aan het hier omhoogkomen van het zout. In het algemeen wordt echter verondersteld dat de activiteit van deze structuren is verbonden met een tektonisch spanningsveld (zie ook zouttektoniek en Appendix). Zoals reeds vermeld is er niets bekend over seismische activiteit in de omgeving van Winterswijk.

Naar het Westen toe is de breuk van Harderwijk te vervolgen tot in de omgeving van Almere.

#### 16. De breuk bij Purmerend

Een andere beving in het Centraal Nederlands Bekken is die bij **Purmerend** in 1989. Hoewel in fig.2 nog geen diepe breuk is geïnterpreteerd zijn er toch aanwijzingen, dat zich hier wel een diepe breuk bevindt. Deze breuk loopt mogelijk van Petten in ZO-richting naar Alkmaar, en zou dan kunnen worden vervolgd tot bij Harderwijk in het top Carboon (fig.60). Het blijkt ook, dat het Tertiair bij Purmerend doorsneden wordt door een belangrijke breuk (fig.63). Activiteit van deze breuk gedurende het Kwartair kon echter niet worden aangetoond.

Het blijft voorlopig moeilijk deze beving in verband te brengen met een breuk op ongeveer 3km diepte, aangezien het hypocentrum op een diepte van ongeveer 1.2 km ligt.

De correlatie met een diepe breuk zou er op kunnen wijzen dat een "natuurlijke" tektonische oorzaak van deze beving niet uitgesloten is. Ook wijst de correlatie van de bevingen bij **Nijkerk** en **Harderwijk** met de diepe breuken in het Centraal Nederlands Bekken er op, dat het mogelijk is dat dergelijke diepe breuken nog actief zijn, ook al zijn er op die plaats geen aanwijzingen vanuit de geologie voor recente activiteit.

Het is echter de vraag of de beving een zuiver tektonische oorzaak had of getriggerd is als gevolg van gaswinning in het nabij gelegen Middellie-gasveld. De conclusie van het multidisciplinaire onderzoek naar de relatie tussen gaswinning en aardbevingen in Noord-Nederland is echter dat er in dit geval geen onderscheid gemaakt kan worden tussen een tektonisch of een getriggerd mechanisme.

### 17. De zuidrand van het Texel-IJsselmeer Hoog

De breuk tussen het Centraal Nederlands Bekken en het Texel IJsselmeer Hoog bij Zwolle is wel een breuk die Tertiaire lagen doorsnijdt en waarboven de formatie van Maassluis (Kwartair) uitwigt in de formatie van Scheemda (nabij Boring RAL-1 in profiel B-B' in fig.64). Dit geeft aan, dat deze breuk mogelijk tot in het Kwartair nog actief was. De breuk is in het top Carboon te vervolgen tot bij Hengelo, mogelijk zelfs tot de Gronau overschuiving (fig.60, 65 en 66). Er zijn geen aanwijzingen, dat de Gronau overschuiving nu nog actief is.

De breuk loopt in westelijke richting via Swifterbant tot even ten Noorden van Hoorn in Noord-Holland.

Dat recente activiteit van deze breuk ook niet kan worden uitgesloten blijkt uit gegevens van een zwakke beving bij **Zwolle** in 1829 (er zijn ook berichten over een beving in 692). De beschrijvingen van de verschijnselen in deze beide jaren zijn echter zo onvolledig, dat het zeer onzeker is of hier wel sprake is geweest van werkelijke aardbevingen.

## HOOFDSTUK 3

### Activiteit van tektonische structuren in NO-Nederland

#### 1. Inleiding

In NO-Nederland komen zoutstructuren voor die in sommige gevallen zowel tektonisch (zouttektoniek) als seismisch actief zijn. Er zijn drie verschillende provincies te onderscheiden (fig.67). Voor een gedetailleerde beschrijving van de hierin voorkomende zoutstructuren en de argumenten voor hun huidige activiteit zie de Appendix (zie ook het Opla- rapport).

De meest westelijke provincie onderscheidt zich van de twee oostelijke provincies, doordat het Zechstein zout hier zeer dik is (ongeveer 1000m) en er geen zouttektoniek voorkomt. In de twee oostelijke gebieden komen zoutstructuren voor, waarvan sommige waarschijnlijk nog wel actief zijn. Dit zijn: de zoutstructuren bij Pieterburen, Zuidwending, Onstwedde, Anloo, Schoonloo, Gasselte en Hooghalen (Van Montfrans 1975) en mogelijk ook die bij Winterswijk.

De begrenzing tussen beide gebieden bestaat uit een NNW-ZZO slenkstelsel in het basis Tertiair (fig.68). Dit correleert gedeeltelijk met diepe breuken in het Carboon die in het algemeen een NW-ZO richting hebben, met een ondergeschikte OW richting (fig.69).

Het slenkstelsel is het verlengde van de oostrand van de Centrale Noordzeeslenk en strekt zich in Nederland uit van het Oosten van Ameland, even ten Westen van Assen en Zuid-Drenthe tot bij de Gronau overschuiving in NO Twente. Het is onzeker of de diepe breuken goed op elkaar aansluiten. Ten Oosten van Gronau bevindt zich de zuidrand van het Nedersaksisch Bekken (fig.70). Deze rand kan in Duitsland worden vervolgd via Osnabrück en Bielefeld tot in de noordelijke tak van de Rijnslenk: de Hessische Graben Zone, ook wel de Leine Graben genoemd. Deze slenk was sinds het Oligoceen niet meer actief (Ziegler 1982). Het blijkt dat binnen vooral het Nedersaksisch Bekken en ook wel in de Hessische Graben Zone geringe seismische activiteit plaatsvindt.

#### 2. Tertiaire en recente activiteit van de westelijke begrenzing van de oostelijke zoutprovincie

Er bestaan aanwijzingen dat het slenkstelsel in NO-Nederland ook in het Kwartair nog actief was. In het Oosten van Ameland doorsnijdt de breuk het Kwartair. Ten Westen van Grijpskerk doorsnijdt één van de slenkbreuken zelfs de formatie van Peelo (fig.71 en 72). Ook ten Westen van Assen doorsnijden slenkbreuken ook het Kwartair, namelijk de formatie van Harderwijk (fig.73).

Er zijn aanwijzingen, dat deze momenteel mogelijk nog actieve slenk/breuk in oostwaartse richting verspringt tussen Assen en Hooghalen tot bij Schoonloo via twee Oost-West verlopende breuken in het top Carboon onder Assen en ten Zuiden van Hooghalen.

Bij Schoonloo komt namelijk ook een NNW-ZZO strekkend slenkstelsel voor (fig.68), dat ten Westen van Emmen loopt en in zuidelijke richting te vervolgen is tot bij Gronau. Dit systeem was hier ook gedurende het Kwartair nog actief (fig.74).

Er zijn ook aanwijzingen, dat het NW-ZO gerichte slenkstelsel ten Westen van Emmen nog steeds actief is. Hierop wijst de waterloop van het Drostendiep ten Oosten van Oosterhesselen (Van Montfrans 1975).

Ook de ligging van actieve zoutkoepels zou kunnen pleiten voor een recente activiteit van de O-W verlopende diepe breuken onder Assen en Hooghalen. Zo is aan de diepe O-W-strekkende breuk onder Assen de zoutstructuur van Anloo gerelateerd. De diepe O-W strekkende breuk ten Zuiden van Hooghalen staat mogelijk in verband met de zoutkoepel van Hooghalen en de zoutstructuren bij Schoonloo en Gasselte-Drouwen.

Ten Noorden van Gronau doorsnijdt het (zelfde?) slenkstelsel de formatie van Scheemda en de formatie van Urk van het Kwartair (fig.74). Volgens van Montfrans (1975) wijst het hoogtelijnenpatroon bij de Noord-Zuid breuk ten Westen van Mander ook op recente tektonische activiteit van dit slenkstelsel.

### 3. Huidige activiteit van overige diepe breuken binnen de oostelijke zoutprovincie

Binnen de oostelijke zoutprovincie kunnen nog meer zoutstructuren mogelijk actief zijn. Deze hangen ook samen met diepe breuken in het top Carboon, zoals bijvoorbeeld de zoutkoepel van Pieterburen, en de koepels van Zuidwending en Onstwedde. Hier komen echter geen breuken voor, die het Kwartair doorsnijden. In het Noordoosten nabij Finsterwolde komt een diepe NW-ZO-strekkende breuk in het top Carboon voor. Het blijkt, dat boven deze breuk een N-Z gerichte zoutstructuur en een slenkstelsel aanwezig is, dat gedurende het Kwartair nog actief was. Dit doorsnijdt zelfs het Holoceen (fig.75). Er zijn zelfs aanwijzingen dat deze breukzone ook nu nog seismisch actief is, al of niet in combinatie met het omhoogkomen van het zout. Dit laatste blijkt volgens van Montfrans (1975) uit de Noord-Zuid gerichte waterlopen op 1,5 kilometer ten Oosten van Finsterwolde.

### 4. Recente tektonische opheffing in Noordoost-Nederland?

In Noordoost-Nederland kan ook een grootschaliger tektonische opheffing hebben plaatsgevonden na of gedurende het Saalien (zie OPLA rapport). Deze opheffing kan niet in verband worden gebracht met stijging van het zout. Het vlak waarover het landijs bewoog gedurende het Saalien in Drenthe en Friesland helt in noordwestelijke richting. Dit zou kunnen worden verklaard door een tektonische opheffing van het zuidoostelijke deel van de Hondsrug of een daling van Noordwest-Friesland na het glaciaal.

## 5. Seismische activiteit in het Nedersaksisch Bekken

De zuidwestgrens van de oostelijke zoutprovincie sluit in het Oosten bij Gronau aan op de zuidrand van het Nedersaksisch Bekken. Er hebben zich langs de zuidrand van het Nedersaksisch Bekken ten Noorden van het Teutoburgerwald twee bevingen voorgedaan, met een waarschijnlijk tektonische oorzaak (Ahorner et al. 1970): de bevingen bij **Bielefeld** (1612, intensiteit IV) en **Alfhausen** (1770, int. VII). Ook binnen het Nedersaksisch Bekken hebben zich bij **Osnabrück** (Ibbenbüren) ondiepe bevingen voorgedaan in 1980 (Ml 2.9) en 1981 (Ml 4.1). De uit de haardoplossingen afgeleide richting van de grootste horizontale hoofdspansing komt niet overeen met de richting van het grootschalige spanningsveld. Dit onderscheid is mogelijk te verklaren door beïnvloeding van het lokale spanningsveld door mijnbouwactiviteiten in de Carboonhorst van Ibbenbüren (Leydecker, 1981).

De beving bij **Soltau** (1977) is naar alle waarschijnlijkheid eveneens een tektonische beving. Hierop wijzen de haardoplossing en de amplitudespektra (Leydecker et al 1980). De parameters van de beving correleren met een NW-ZO strekkende breuk in het top Carboon. De haardoplossing geeft een spanningsveld aan dat anders georiënteerd is dan in de Roerdalslenk. De rekricting is hier NW-ZO. Deze beving zou er op kunnen duiden dat ook in Noord-Duitsland een spanningsveld aanwezig is dat voldoende groot is om bevingen te veroorzaken.

In het Oosten komt het Nedersaksisch Bekken uit op de Hessische Graben Zone, ook wel Leine Graben genoemd. Hoewel er vanuit de geologie geen aanwijzingen zijn voor tektonische activiteit van dit slenkgebied is ook hier geringe seismische activiteit waargenomen. De meeste bevingen hebben zich hier voorgedaan aan de westgrens van de slenk.

## 6. Conclusie

Uit het bovenstaande blijkt dat de breukzone tussen het westelijke en oostelijke zoutgebied in NO-Nederland in het Kwartair nog actief was en dat er aanwijzingen zijn, dat de breukzone nog steeds actief is. Deze breukzone kan worden vervolgd tot voorbij Gronau langs de zuidgrens van het Nedersaksisch Bekken, waarlangs nog steeds geringe seismische activiteit plaatsvindt.



## HOOFDSTUK 4

### Seismische activiteit in de oostelijke zoutprovincie in NO-Nederland

Langs de grensbreuk tussen het westelijke en de beide oostelijke type-gebieden hebben zich sinds 1986 in de provincie Drenthe een aantal bevingen voorgedaan (**Assen** 1986, **Hooghalen** 1987, **Emmen** 1991, **Geelbroek** 1991, **Eleveld** 1991, **Geelbroek** 1992 (2x), **Roswinkel** 1992, **Eleveld** 1992 en **Langelo** 1993). Op het eerste gezicht lijken de locaties van deze bevingen redelijk te correleren met deze breukzone. Bij nadere beschouwing blijkt de situatie echter ingewikkelder en kan relatie met gaswinning in de nabij gelegen gasvelden niet worden uitgesloten.

#### 1. De beving bij Assen in 1986

Het epicentrum van de beving bij **Assen** in 1986 ligt precies tussen een groep zoutkoepels in, in het meest westelijke type gebied (fig.76).

Het ligt vlakbij de zoutkoepel van Norg, die op de rand tussen beide type gebieden ligt. Het epicentrum correleert zeer goed met een diepe W-O georiënteerde breuk in het Carboon onder Assen (fig.69). Deze breuk doorsnijdt de basis van het zout. Het blijkt dat de breuk niet door het zout heen kan worden vervolgd (fig.78).

Hoewel zich boven de diepe breuk en het zout geen slenkstelsel bevindt kan deze breuk toch de verbinding vormen tussen de NNW-ZZO tot N-Z-strekkende slenkstelsels van Assen en Emmen, waarvan wel Kwartaire activiteit bekend is. Het hypocentrum van de beving ligt echter niet op de diepe breuk in het Carboon, die op ongeveer 3km ligt. Het ligt op een ongewoon geringe diepte van 1km en kan niet worden gecorreleerd met een ondiepe breuk boven het zout. Hierdoor is een natuurlijke oorzaak van de beving minder waarschijnlijk.

Het blijkt dat de beving heeft plaatsgevonden tussen een aantal belangrijke gasvelden. De beving kan dus ook het gevolg zijn van de winning van het gas of van natuurlijke spanningen of van een combinatie van beide.

Het multidisciplinaire onderzoek heeft aangetoond dat een relatie met de gaswinning niet is uit te sluiten. Via het complexe rheologische gedrag van zoutlagen in de ondergrond is deze beving mogelijk getriggerd.

#### 2. De beving bij Hooghalen in 1987

Een tweede beving deed zich in 1987 voor ten Zuiden van Assen, in of boven de flank van een zoutkoepel bij **Hooghalen** (fig.77).

Voor deze beving zijn verschillende verklaringen mogelijk:

Natuurlijke oorzaken:

1) Tektoniek. De beving is het gevolg van grootschalige spanningen in het gesteente, bepaald door een belangrijke breukzone. Er is echter geen diepe breuk aangetroffen onder Hooghalen. Het blijkt echter dat de zoutdiapieren zijn gerelateerd aan diepe breuken in de ondergrond. De rechte vorm van de noordelijke begrenzing van het gasveld onder Hooghalen kan duiden op de aanwezigheid van een dergelijke O-W strekkende breuk (fig.77).

2) Diapirisme. Een breukbeweging in de top van de zoutkoepel of in de lagen erboven ten gevolge van diapirisme. Men zou kunnen veronderstellen, dat deze beving aan de activiteit van het zout is gerelateerd, omdat er aanwijzingen zijn, dat de koepel gedurende het Tertiair en Kwartair nog actief was. Dit blijkt uit de hoge ligging van het maaiveld t.o.v. de omgeving. Het verschil bedraagt meer dan 6m.

Uit berekeningen aan het verzet van Kwartaire lagen volgt, dat de toppen van de zoutstructuren in Nederland een maximale stijging kunnen hebben ondergaan van 0.20 tot 0.25 mm per jaar (zie OPLA-rapport). Dit is minder dan de relatieve beweging in de Roerdalslenk (gemiddeld een daling van 0.4mm/jaar, minimaal 0.3 mm/jaar). Het is bekend, dat aan diapirisme gerelateerde bevingen voorkomen bij Kulyab (Tadjikistan, USSR), (Leith en Simpson 1986). Deze diapieren hebben echter een veel hogere stijgsnelheid: 170 mm/jaar. Daarom lijkt een relatie met diapirisme toch minder waarschijnlijk.

3) Instorting. Een onderaardse instorting van de bovenkant van de zoutkoepel door zoutoplossing in de bovenkant van de zoutkoepel.

In de omgeving van Lüneburg in Duitsland hebben zich veel bevingen voorgedaan die kunnen worden gerelateerd aan dicht onder de oppervlakte gelegen zoutkoepels. Door het contact met het grondwater kan oplossing plaatsvinden van het zout, dat vervolgens wordt afgevoerd. Zo kunnen holle ruimten ontstaan. De niet oplosbare gipshoed van de diapier moet dan het gewicht dragen van de bovenliggende lagen tot deze bezwijkt.

Bij Hooghalen is een uitgebreid contact van de zoutkoepel met het grondwater echter niet waarschijnlijk, omdat deze op grote diepte ligt.

De geologie boven de zoutstructuur vormt ook geen aanleiding om een natuurlijke oorzaak van deze beving te veronderstellen. De beving deed zich namelijk voor dichtbij een breuk in de flank van de zoutdiapier op een diepte van 1.5 km. Er bestaan geen aanwijzingen, dat deze breuk recentelijk (in het Kwartair) nog actief was. De breuk doorsnijdt het Tertiair en Kwartair voor zover bekend niet.

4) Gaswinning. De beving deed zich voor bij Hooghalen, op enige afstand van de rand van het Eleveld gasveld. Uit het eerder genoemde multidisciplinaire onderzoek blijkt dat ook hier, evenals bij Assen, een relatie met de gaswinning niet is uit te sluiten. Van een relatie met gaswinning kan alleen sprake zijn als dit verloopt via het "triggereffect" waarbij de energie van de beving wordt ontleend aan tektonische spanningen en waarbij de spanningsverandering ten gevolge van gaswinning de aanleiding is tot de beving. Dit is gemodelleerd voor een spanningssituatie bij een breuk op enkele kilometers van een gasveld, waarbij het zoutgedrag belangrijk is.

### 3. De beving bij Emmen in 1991

Op 15 februari 1991 werden de bewoners van Emmen opgeschrikt door een aardbeving. De diepte van het hypocentrum van de beving is berekend op 3km. Het epicentrum ligt vlakbij een zoutstructuur van gelaagd zout (fig.79). Het correleert met een O-W strekkende breuk in het Carboon en Rotliegendes. Deze diepe breuk is in de lagen boven het zout niet duidelijk te vervolgen (zie ook fig.46). Wel is er boven de zoutopwelling een slenkstelsel aanwezig, dat gedurende het Tertiair nog actief was (fig.67). Er bestaan echter geen concrete aanwijzingen voor een tektonische activiteit van deze slenk of van de zoutstructuur gedurende het Kwartair.

Deze breuk is verbonden met een diepe N-Z- strekkende breuk in het Carboon en het erboven liggende Rotliegendes, die mogelijk nog steeds actief is. Hierboven bevindt zich namelijk een slenkstelsel, dat gedurende het Kwartair actief was en waarschijnlijk ook nu nog. Hierop wijst de waterloop van het Drostendiep ten oosten van Oosterhesselen (Van Montfrans 1975). In dit geval kan een relatie met een nog actief breuksysteem dus niet worden uitgesloten.

De O-W strekkende en N-Z strekkende breuken in het Carboon en Rotliegendes vormen echter ook de begrenzing van een groot gasveld onder Emmen. De diepte van de beving komt overeen met de basis van het Zechstein, d.w.z. de afsluitende zoutlaag van het gasveld. Er is dus een duidelijke correlatie met de diepte waarop het gas wordt gewonnen. Van de beving zijn onvoldoende gegevens voorhanden om tot verdergaande conclusies te komen dan een mogelijke relatie met de gaswinning.

#### 4. De bevingen bij Geelbroek en Eleveld in 1991 en 1992

In de periode april 1991 - juli 1992 vonden er enkele kilometers ten zuiden van Assen 5 zwakke aardbevingen plaats, in magnitude variërend van 1.6 tot 2.7 op de schaal van Richter (zie fig.67 en 68). De epicentra liggen alle binnen het Eleveld gasveld. De hypocentra van deze bevingen liggen op ca. 3km diepte. De hypocentra liggen dicht bij de diepe O-W strekkende breuk in het top-Carboon. Als deze diepe breuk inderdaad de verbinding vormt tussen de mogelijk actieve NW-ZO strekkende slenkstelsels ten westen van Emmen en Assen, dan kan een natuurlijke oorzaak van deze bevingen niet worden uitgesloten.

De bevingen hebben echter plaatsgevonden aan de rand van het Eleveld gasveld, op de diepte van de basis van het Zechstein. Een relatie met gaswinning is dus ook mogelijk. In het eindrapport van het multidisciplinaire onderzoek naar de relatie tussen gaswinning en aardbevingen in Noord-Nederland is met name voor deze bevingen aangetoond dat hier gaswinning aanleiding heeft gegeven tot geïnduceerde aardbevingen.

#### 5. De beving bij Middelstum op 5-12-1991

Het hypocentrum van deze beving, die een magnitude van 2.4 op de schaal van Richter had, lag op een diepte van maximaal 2 km. Het epicentrum lag aan de NW-rand van het grote Groninger gasveld, echter duidelijk buiten de NNW-ZZO lopende breukzones in het top-Carboon en het basis-Tertiair, die de grens vormen tussen de twee noordelijke zoutprovincies (fig.66, 67 en 68). De zeer geringe diepte van de haard van de beving geeft aan dat er beweging is opgetreden in een geologische formatie die gelegen is boven de gashoudende Rotliegendes lagen (O-Perm), dat zich op een diepte van ca. 3000 meter bevindt. De breuken in het top-Carboon liggen op ca. 3000 meter diepte en ook op grote afstand van het hypocentrum (fig.68). Het basis-Tertiair ligt hier op een diepte van ca. 800 meter maar vertoont echter in de directe omgeving van het hypocentrum geen breukenpatroon (fig.67). Het is niet uitgesloten dat een beweging langs één van de breuken die voorkomen in de 1000 meter dikke Krijt-afzettingen (liggend op 1-2 km diepte en reikend tot aan het basis-Tertiair), door gaswinning is geïnduceerd.

## 6. De beving bij Roswinkel op 11-6-1992

Het epicentrum van deze beving, 10 km ten noordoosten van Emmen, lag aan de noordrand van het gasveld Emmen. De diepte van de haard van de beving is berekend op ca. 1500 meter. Dit is tevens het niveau van de Trias-afzettingen, die hier worden doorsneden door een WZW-ONO lopende breuk. Het basis-Tertiair ligt hier op een diepte van ca. 400 meter en wordt eveneens doorsneden door een min of meer O-W lopend breukensysteem (fig.67). De op een diepte van ca. 3500 meter liggende gashoudende O-Perm lagen worden in het Noorden door dit breukensysteem begrensd. Het top-Carboon ligt op 4000 meter en wordt eveneens door een aantal in O-W richting lopende breuken doorsneden. Zowel de geologische structuur als de aanwezigheid van een gaswinningsveld rechtvaardigen de conclusie dat deze beving mogelijk is geïnduceerd, waarbij een bestaande breuk in de Trias-afzetting is gereactiveerd.

## 7. De beving bij Langelo op 5-3-1993

Deze beving vond plaats midden in het langgerekte gasveld Norg. Door de zeer geringe magnitude van 1.7 op de schaal van Richter kon de diepte van de beving niet goed worden berekend. Aangezien de beving in een klein gebied duidelijk is gevoeld moet het hypocentrum op zeer geringe diepte hebben gelegen (max. 2 km). Hoewel de relatie met de gaswinning niet expliciet kon worden aangetoond, wijzen ook hier alle gegevens in de richting van een geïnduceerde beving.

## 8. Conclusie

Samenvattend kan men dus stellen, dat de bevingen bij **Purmerend, Assen, Hooghalen, Emmen, Roswinkel, Geelbroek, Eleveld en Langelo** met elkaar gemeen hebben, dat zij alle in de nabijheid liggen van belangrijke diepe breuken in het top Carboon en Rotliegendes. Deze breuken kunnen alle nog steeds actief zijn. Daarnaast valt op dat de hypocentra in de onmiddellijke nabijheid van gasvelden liggen of zelfs vlak hierboven. De bevingen zijn tevens opmerkelijk, omdat er geen gegevens bestaan van vroegere bevingen in deze gebieden. Het is eveneens opmerkelijk dat de hypocentra van de bevingen bij **Purmerend, Assen en Hooghalen** op zeer geringe diepte liggen (ong. 1km). De beving bij **Purmerend** kan eventueel worden gerelateerd aan een belangrijke diepe breuk die mogelijk nog steeds actief is (breuk van Harderwijk). Het verloop van de breuk bij Purmerend is echter niet goed bekend. Dat de beving bij **Hooghalen** zou zijn gerelateerd aan een lokaal actieve zoutstructuur is niet waarschijnlijk. Uit kennis over aan diapirisme gerelateerde bevingen blijkt namelijk, dat de zoutstijging in Nederland onvoldoende is om dergelijke bevingen te induceren. Triggering vanuit het Eleveld gasveld is wel mogelijk.

Alle bevingen in de provincie Drenthe hebben plaatsgevonden in de directe nabijheid van diepe O-W-strekkende breuken in het top Carboon, die mogelijk nog steeds actief zijn. De O-W-strekkende breuken onder Assen en mogelijk ook onder Hooghalen verbinden namelijk de N-Z-strekkende diepe breuk bij Emmen (waarschijnlijk nog actief) met de NNW-ZZO-strekkende diepe breuk bij Assen, waarvan ook Kwartaire activiteit bekend is. Deze breukzone kan aansluiten op breuken langs de zuidrand van het Nedersaksisch Bekken, die ook nog steeds actief zijn. Dit blijkt uit een studie van tektonische bevingen in het Nedersaksisch Bekken in Duitsland.

De bevingen bij **Emmen**, **Geelbroek** en **Eleveld** onderscheiden zich, doordat zij zich hebben voorgedaan op een grotere diepte (ongeveer 3 km). De hypocentra van deze bevingen vertonen een zeer goede correlatie met de diepe O-W-strekkende breuken, die tevens de begrenzing vormen van de gasvelden. Ook komen de diepten van deze hypocentra overeen met de diepte van de basis van het Zechstein, de afsluitende laag van de gasreservoirs.

De nauwe relatie tussen de locatie van de bevingen, de mogelijk nog actieve breuksystemen en de gasvelden duidt erop, dat de meest waarschijnlijke oorzaak een combinatie is van natuurlijke spanningen en spanningen geïnduceerd door de gaswinning.

In het eindrapport van het multidisciplinaire onderzoek naar de relatie tussen gaswinning en aardbevingen in Noord-Nederland is de aard van deze relatie aangegeven, zowel in algemene termen als voor specifieke bevingen.

**Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut**

Postbus 201 | 3730 AE De Bilt  
T 030 220 69 11 | [www.knmi.nl](http://www.knmi.nl)