

Seismische analyse van aardbevingen in Noord-Nederland

H.W. Haak en T. de Crook

Wetenschappelijk rapport Scientific report; WR 94-1

De Bilt 1994

Postbus 201
3730 AE De Bilt
Wilhelminalaan 10
Telefoon 030-206 911
Telefax 030-210 470

Auteur: H.W. Haak en T. de Crook

UDC: 550.34
622.324
(492)

ISSN: 0169-1651

ISBN: 90-369-2049-3

© KNMI, De Bilt. Niets uit deze uitgave mag worden veeveelvoudigd en/of openbaar gemaakt worden door middel van druk, fotocopie, microfilm, of op welke wijze dan ook zonder voorafgaande schriftelijk toestemming van het KNMI.

**SEISMISCHE ANALYSE VAN AARDBEVINGEN IN
NOORD-NEDERLAND**

Bijdrage aan het multidisciplinaire onderzoek
naar de relatie tussen gaswinning en aardbevingen

H.W. Haak
T. de Crook

Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut

I N H O U D

1	INLEIDING	3
2	ACHTERGRONDEN SEISMOLOGIE	3
2.1	Aardbevingen	3
2.3	Seismische stations	4
2.4	Berekeningen aan seismogrammen	8
2.5	Bodemruis	9
2.6	Gevolgen van aardbevingen	10
3	SEISMOLOGIE NOORD-NEDERLAND	11
3.1	Seismiciteit Noord-Nederland	11
3.2	Haardvlakoplossing Eleveld	17
3.3	Bepaling maximale magnitude voor Noord-Nederland	19
3.4	Magnitude-intensiteit relatie Noord-Nederland	23
3.5	Schade als gevolg van aardbevingen in Noord-Nederland	27
3.5.1	EMS schaal	27
3.5.2	Duitse normen	30
3.6	Boorgatseismometers	33
3.7	Boorgatseismometer Finsterwolde	33
3.8	Uitvoering	34
3.9	Ruismetingen	35
3.10	Gedetecteerde aardbevingen door de boorgatseismometers	35
3.11	Gedetecteerde bevingen in de periode van september t/m november 1993	37
4	REFERENTIES	38

1 INLEIDING

Dit rapport is de bijdrage van het KNMI aan het multidisciplinaire onderzoek naar de relatie tussen gaswinning en aardbevingen. Grote delen van dit rapport zijn verschenen in het eindrapport van het multidisciplinaire onderzoek. De bijdrage van het KNMI bestaat uit de seismische analyse van de waargenomen aardbevingen in Noord-Nederland. Deze analyse omvat ook de bepaling van de maximaal te verwachten aardbeving en een schatting van de daarbij optredende schade. Naast de seismische analyse is het KNMI ook gevraagd na te gaan of plaatsing van seismometers in een boorgat de detectie van aardbevingen kan verbeteren. Daartoe is bij Finsterwolde met succes een proef uitgevoerd.

In dit rapport worden ten behoeve van de leesbaarheid allereerst enkele achtergronden uit de seismologie toegelicht.

2 ACHTERGRONDEN SEISMOLOGIE

2.1 Aardbevingen

Een natuurlijke aardbeving ontstaat door een schoksgewijze beweging in het vaste gesteente van de aarde, de lithosfeer, als gevolg van een plotselinge ontlading van spanning. Door de voortdurende langzame beweging van delen van de aardkorst ten opzichte van elkaar kunnen zich in het gesteente spanningen ophopen. De geleidelijke aardkorstbewegingen worden veroorzaakt door langzame stromingen in de mantel van de aarde. Bevingen die op deze wijze ontstaan worden tektonische aardbevingen genoemd. De plotselinge verplaatsingen in het gesteente treden op langs breukvlakken die deel uitmaken van regionale of lokale geologische breuksystemen.

Andere typen aardbevingen zijn het gevolg van vulkanische activiteit en van instorting van onderaardse holle ruimten. Ook door menselijke activiteiten zoals mijnbouw, aanleg van stuwmeren en vloeistofinjectie of vloeistof(gas)extractie, kan de spanningstoestand van het gesteente lokaal veranderen. Zo kunnen in de ondergrond aanwezige breuken worden geactiveerd, wat zich kan manifesteren als een meestal lichte aardbeving. Voor deze laatste categorie bevingen worden de begrippen geïnduceerde en getriggerde aardbevingen gehanteerd. Hoewel in de literatuur het onderscheid niet altijd even scherp wordt toegepast betekent in dit rapport "geïnduceerd" dat de energie die vrijkomt volledig wordt bepaald door menselijk ingrijpen bijvoorbeeld door de gaswinning. Wanneer door menselijk toedoen een aardbeving wordt geactiveerd waarbij de energie die vrijkomt voornamelijk wordt bepaald door natuurlijke tektonische processen, dan wordt deze beving met het begrip "getriggerd" aangeduid.

De trillingen die ontstaan bij een aardbeving planten zich in alle richtingen door de aarde voort in de vorm van elastische golven. Er zijn diverse typen elastische golven die zich met verschillende snelheden voortplanten. De voornaamste zijn longitudinale of P-golven (P van primair), transversale of S-golven (S van secundair) en oppervlaktegolven. De trillingen kunnen afhankelijk van de sterkte van de beving en de afstand tot het hypocentrum (de haard van de aardbeving) worden gehoord, gevoeld en door seismometers worden geregistreerd.

2.2 Seismiciteit Nederland

Aardbevingen in Nederland, alsmede in Nederland gevoelde aardbevingen met epicentra buiten de landsgrenzen, zijn bijeengebracht in de catalogus "Aardbevingen in Nederland", een uitgave van het KNMI (Houtgast, 1991).

Uiteraard is de catalogus verre van volledig, met name voor de vroege historie tot het eind van de Middeleeuwen. Naarmate het gaat om recentere tijden wordt de catalogus completer.

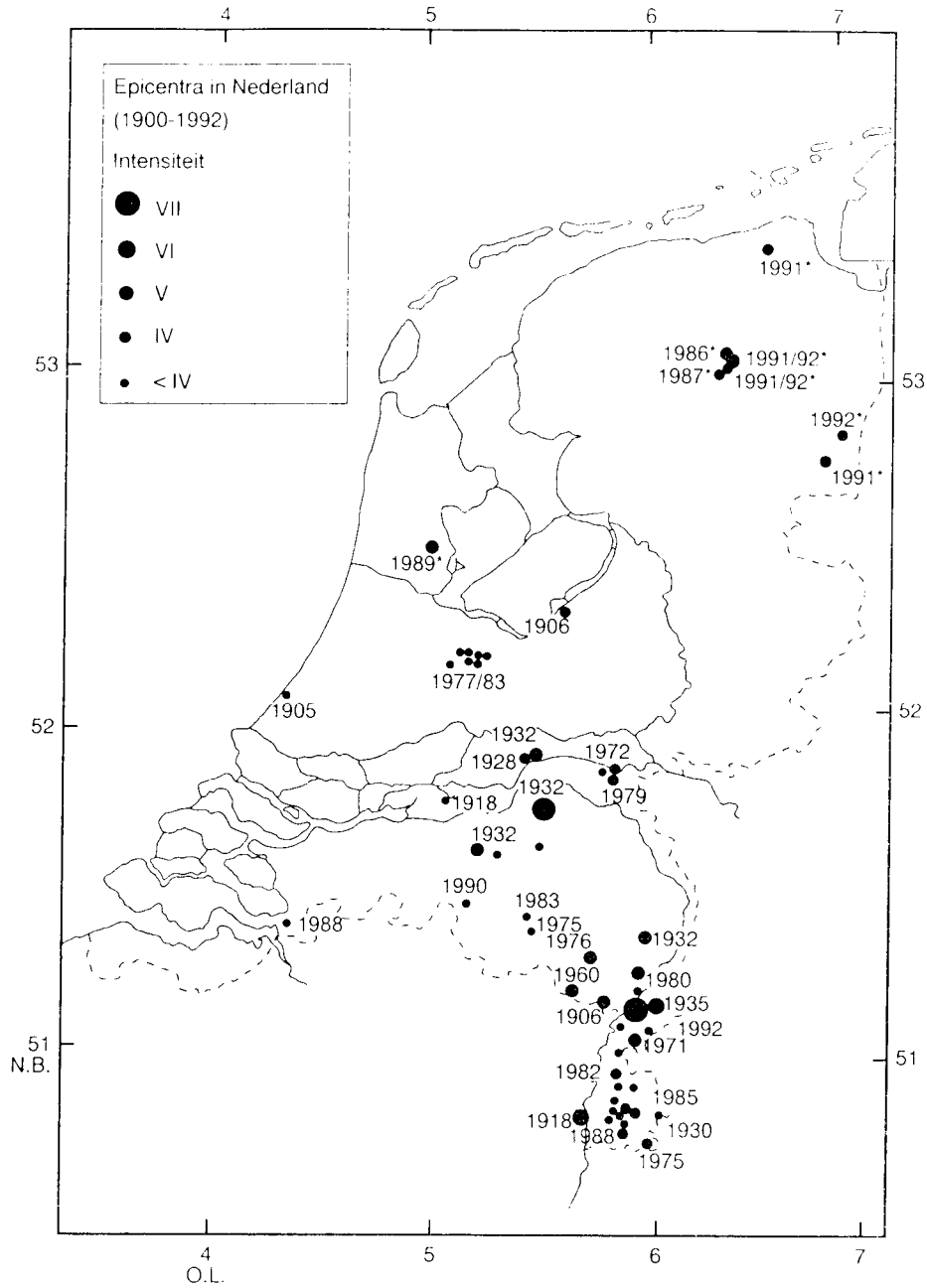
Aardbevingen komen in Nederland vooral voor in Brabant en Limburg. De historische meldingen uit Noord-Nederland in de catalogus zijn met name door hun context, waarin tegelijk van storm en overstromingen gesproken wordt, als een melding van aardbeving ongeloofwaardig. Noord-Nederland is altijd beschouwd als aseïsmisch dat wil zeggen dat er geen aardbevingen van betekenis zijn voorgekomen. Hier staat tegenover dat in verschillende gebieden op aarde sterke natuurlijke bevingen bekend zijn in gebieden die voorheen eveneens als aseïsmisch werden aangemerkt.

In figuur 1 zijn de epicentra weergegeven voor de periode 1900-1992. Deze periode is compleet voor magnitudes $M > 4$ op de schaal van Richter. Voor magnitudes $M > 3$ zijn de aardbevingen compleet vanaf 1950 en voor magnitudes $M > 2,5$ vanaf 1975. Het verschil tussen de seismiciteit van Noord- en Zuid-Nederland is evident. Deze conclusie vindt tevens aansluiting bij de situatie in Noord-Duitsland.

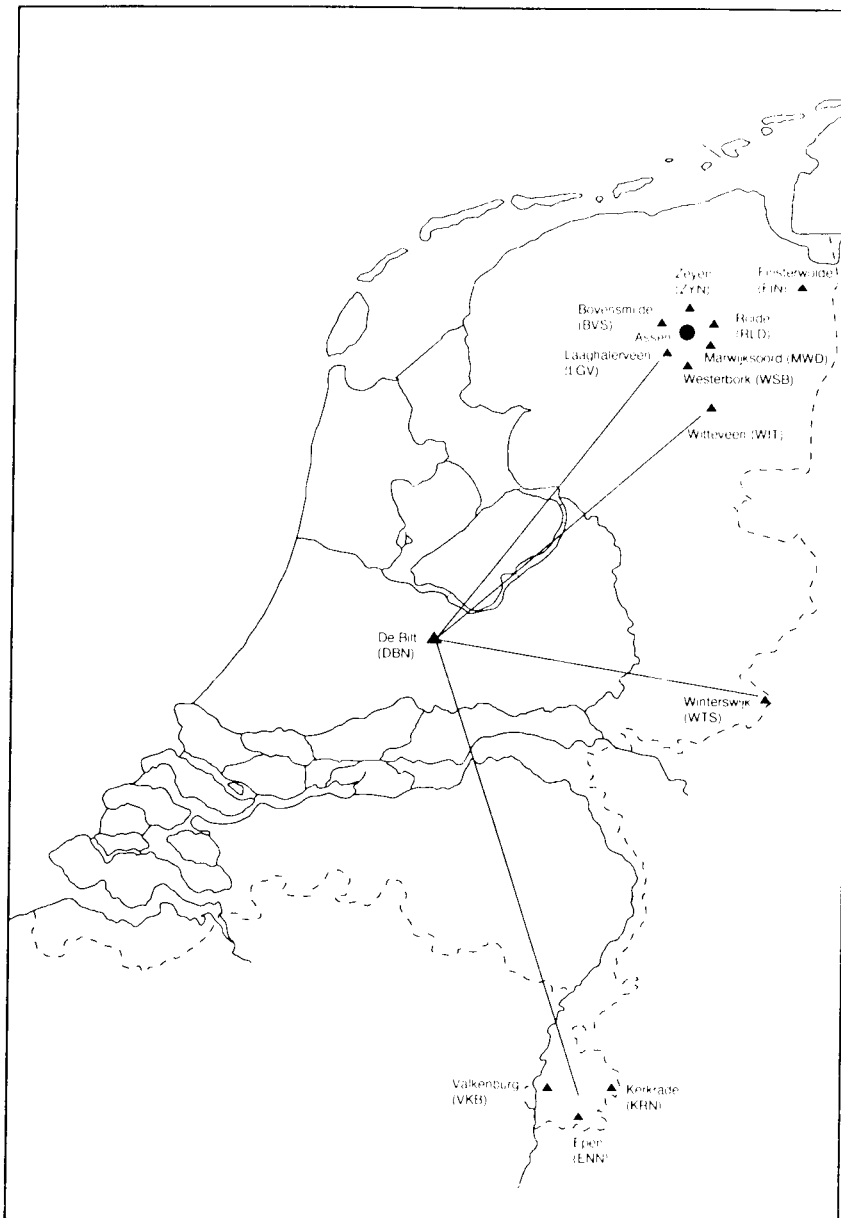
De aardbevingen die sinds 1986 zijn opgetreden vormen dus inderdaad een significant contrast met het verleden.

2.3 Seismische stations

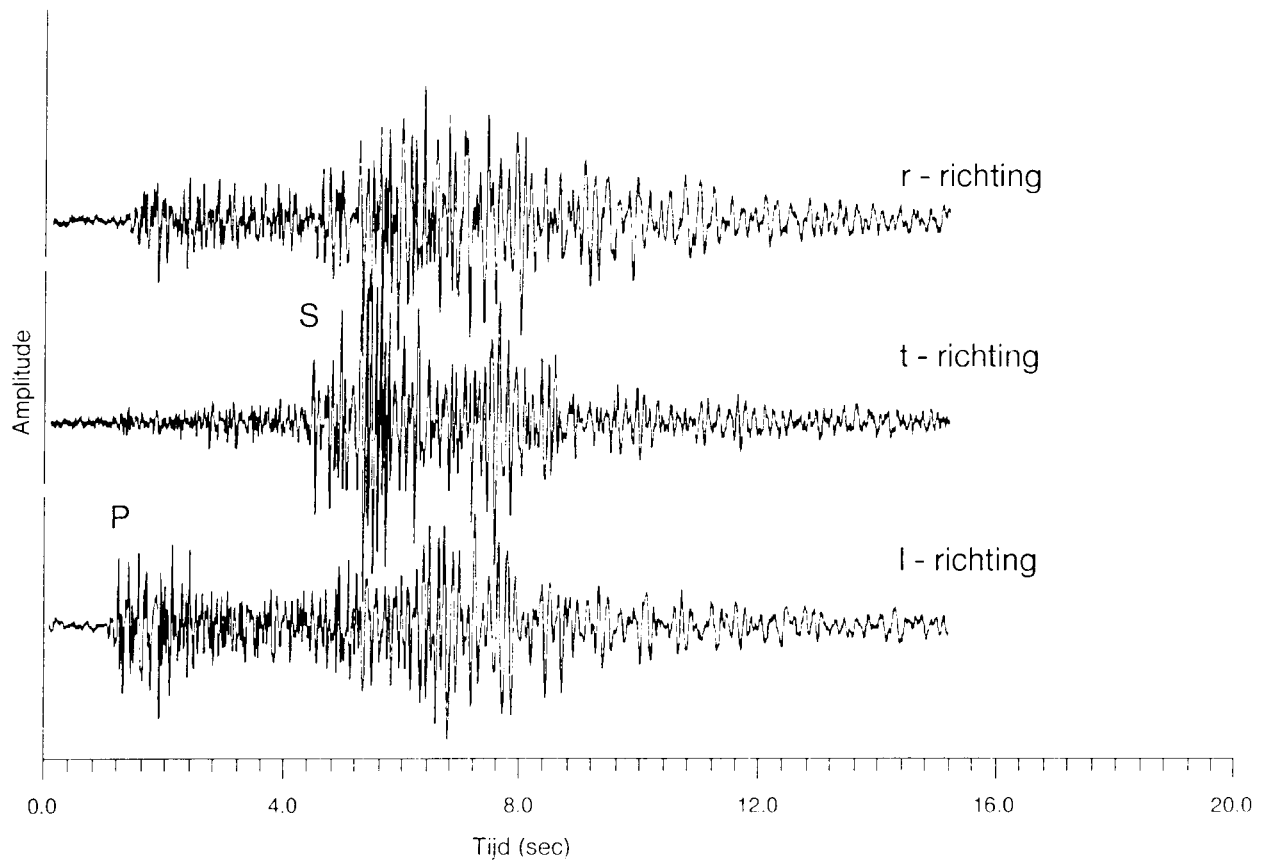
De instrumentele registratie van aardbevingstrillingen, de microseismische waarnemingen, geschiedt met verschillende typen seismometers. Voor het meten van de trillingen met hoge frequenties nabij de haard van de aardbeving wordt gebruik gemaakt van kortperiodische seismometers. De trillingen met lage frequenties, die vooral op grotere afstand goed tot ontwikkeling komen, worden door langperiodische seismometers opgetekend. Het spectrum van aardbevingsgolven strekt zich uit over een breed gebied van ongeveer 0,001 Herz tot 100 Herz. Voor de registratie van de volledige bodembeweging en van de diverse soorten seismische golven (longitudinale, transversale en oppervlaktegolven) is het noodzakelijk om per waarnemingspunt te beschikken over een set van drie seismometers voor twee horizontale richtingen NZ en OW en de verticale richting. De opgevangen signalen worden elektronisch bewerkt tot computerbestanden waaruit ze vervolgens weer kunnen worden omgezet tot elk gewenst (analoog) seismogram. Digitale seismische signalen kunnen via netwerken eenvoudig uitgewisseld worden. Wanneer seismometers op afgelegen plaatsen niet direct aan een computer voor dataverwerking kunnen worden aangesloten, is telefonische transmissie van het seismometersignaal een noodzakelijke tussenstap. Het KNMI maakt van deze technieken gebruik voor de seismische stations in De Bilt, Witteveen, Winterswijk, Epen, Valkenburg, Kerkrade, rond Assen en bij Finsterwolde. De stations zijn aangegeven in figuur 2. Een voorbeeld van een seismogram is gegeven in figuur 3.



figuur 1: Epicentra in Nederland voor de periode van 1900-1992. De epicentra gemerkt met * liggen in de omgeving van gasvelden.



figuur 2: Seismische stations van het KNMI. De stations zijn continu, 24 uur per dag, via telefoonlijnen verbonden met het station De Bilt.



figuur 3: Seismogrammen van een aardbeving bij Slochteren op 11 december 1992 geregistreerd door het station Finsterwolde met seismometers op een diepte van 300 meter. Door samenstelling van drie seismogrammen in horizontale en verticale richtingen (x, y, z) zijn drie nieuwe seismogrammen berekend in longitudinale, radiale en transversale richtingen (l, r, t). Dit maakt de identificatie van S-golven en oppervlaktereflecties eenvoudiger.

2.4 Berekeningen aan seismogrammen

Op een seismogram, de registratie van een aardbeving, worden de verschillende seismische golven opgetekend, die zich bij een aardbeving vanuit de haard verspreiden met verschillende snelheden. Dit zijn de primaire of P-golf, de secundaire of S-golf, die beide de aarde kunnen doorkruisen en de oppervlaktegolven. Uit registraties van een aardbeving in verschillende stations kunnen tijdstip, plaats, diepte, sterkte en mechanisme van de beving worden berekend.

Het epicentrum van een aardbeving is de plaats aan het aardoppervlak recht boven de haard van de beving. Deze haard, die op een zekere diepte ligt, wordt het hypocentrum genoemd. Voor de bepaling van het tijdstip van de beving en het hypocentrum (epicentrum en diepte) zijn registraties van tenminste vier seismische stations nodig wanneer uitsluitend gebruik gemaakt wordt van de aankomsttijden van P-golven. De nauwkeurigheid van de berekening hangt af van de nauwkeurigheid waarmee de aankomsttijden van de seismische golven gemeten kunnen worden en van de nauwkeurigheid waarmee de voortplantingssnelheid van seismische golven bekend is; het snelheidsprofiel. De snelheid van seismische golven zal over het algemeen toenemen met de diepte. De nauwkeurigheid van hypocentruberekeningen kan toenemen wanneer meer gegevens beschikbaar zijn. De dieptebepaling vertoont doorgaans de grootste onnauwkeurigheid.

De sterkte van een aardbeving wordt uitgedrukt in een magnitude (op de schaal van Richter) of met de waarde van het seismisch moment. De magnitude M is een maat voor de hoeveelheid energie, die bij een aardbeving vrijkomt in de vorm van seismische trillingen en wordt bepaald aan de hand van de amplitude en de periode van de seismische golven. Hierbij wordt gecorrigeerd voor de afstand tussen het epicentrum en het seismische station, omdat seismische golven energie verliezen naarmate de afgelegde afstand groter wordt. Deze afstand wordt bijvoorbeeld bepaald uit het verschil in aankomsttijd van de P- en S-golf. De seismoloog Richter heeft als eerste de bovenstaande methode uitgewerkt, en heeft daarmee zijn naam aan de magnitudeschaal verbonden. Later zijn ook andere methodes toegepast om de magnitude van een aardbeving te bepalen.

Omdat de kracht van aardbevingen zeer uiteenlopende waarden kan aannemen, is de schaal van Richter logaritmisch. Een factor 10 in amplitude van seismische golven of een factor 30 in energie komt daarbij overeen met één magnitude-eenheid, een factor 100 in amplitude of 900 in energie met twee magnitude-eenheden.

Het seismisch moment, het spanningsverval tijdens de beving, het breukoppervlak en de verschuiving langs het breukvlak kunnen worden berekend met het veel gebruikte model van Brune (1970). De gegevens voor dit model worden bepaald uit het seismogram en uit de mechanische eigenschappen van het gesteente rondom het hypocentrum. Het seismisch moment is de betrouwbaarste seismische parameter voor de sterkte van een aardbeving. Het is de maat voor de verandering van de krachtenkoppels tijdens de beving en is afhankelijk van het breukoppervlak, de gemiddelde verschuiving langs het breukvlak en de stijfheid van het breukmateriaal.

Het haardmechanisme van een beving geeft aan in welke richting het gesteente aan weerszijden van de betrokken breuk verschoven is. Voor de bepaling van het haardmechanisme zijn seismogrammen van tenminste zes stations met een goede geografische spreiding nodig. Doorgaans wordt alleen de eerste beweging van de P-golf gebruikt, hoewel tegenwoordig daartoe ook het hele digitale signaal gemodelleerd kan worden.

2.5 Bodemruis

Een complicerende factor bij de meting van seismische signalen is de bodemruis. Het is de continue beweging van het aardoppervlak en de ondergrond door natuurlijke oorzaken (het weer) en kunstmatige bronnen (industrie, verkeer). De intensiteit van deze bodemruis kan in sterke mate uiteenlopen. Zo is de bodemruis in De Bilt meer dan een factor 100 sterker dan in Zuid-Limburg. Aan deze variatie liggen twee oorzaken ten grondslag. In de eerste plaats de nabijheid van versturende bronnen zoals industrie, verkeer, golfslag op zee en luchtdrukvariaties door wind. In de tweede plaats speelt de geologische opbouw van de bodem en de ondergrond een belangrijke rol. Het is bekend dat weinig compacte geologische lagen zoals recent afgezette sedimenten in dit verband ongunstig zijn. Dit laatste verklaart in hoofdzaak de verschillen in bodemruis tussen Zuid-Limburg en Noord-Nederland.

In de seismologie zijn een aantal methoden bekend om bodemruis te reduceren. In de eerste plaats kan de locatie van de seismograaf zo worden gekozen dat de invloed van ruisbronnen zo gering mogelijk is. Wanneer de seismografen in een netwerk gegroepeerd zijn, is de vrijheid een geschikte locatie te vinden niet al te groot door beperkingen die de configuratie van het netwerk aan de plaatsing oplegt.

Een tweede methode om ruis te beperken is een aantal seismografen op een beperkt oppervlak te plaatsen en de signalen van deze instrumenten bij elkaar op te tellen, nadat de signalen van de seismometer in de tijd verschoven zijn met een factor overeenkomstig de horizontale loopsnelheid van de seismische golven. Met deze seismische arrays die naast een reductie van de bodemruis ook andere voordelen bieden, kan maximaal een factor \sqrt{N} ruisreductie gewonnen worden. N is het aantal opgestelde instrumenten.

Een derde veel toegepaste methode om ruis te reduceren is de plaatsing van een seismometer in een boorgat op een zekere diepte bijvoorbeeld 100 of 300 meter onder het aardoppervlak. De fysische achtergrond van de reductie in bodemruis is gelegen in het feit dat de meeste ruisbronnen hun energie uitzenden in de vorm van seismische oppervlaktegolven en veel minder in de vorm van longitudinale of transversale golven.

Een karakteristieke eigenschap van oppervlaktegolven is dat de amplitude van de trillingen exponentieel afneemt met de diepte onder het aardoppervlak. Voor de detectie van kleine aardbevingen in het frequentiegebied van 1 Hz tot 50 Hz kan over het algemeen worden volstaan met boorgaten tot dieptes van 300 meter. Hoewel diepere boorgaten experimenteel uitgetest zijn, weegt de te verwachten winst vaak niet meer op tegen de sterk verhoogde kosten van aanleg.

In het kader van deze studie zijn seismometers geplaatst in een boorgat bij Finsterwolde. Aanvankelijk was het doel bodemruis op verschillende dieptes tot 300 meter te meten. Later zijn deze seismometers toegepast voor een permanente registratie van aardbevingen.

Omdat in de seismologie de ruis die door de instrumentatie zelf wordt gegenereerd meestal verwaarloosbaar is, vormt de bodemruis de bepalende factor voor de detectiegrens van een seismograaf. De detectiegrens van een seismografisch systeem is de grens in kilometers waarbinnen een aardbeving van een zekere magnitude nog net door de seismograaf van de ruis onderscheiden wordt. Onderzoek aan de seismometers van het netwerk rond Assen heeft bijvoorbeeld aangetoond dat een aardbeving met een kracht van 1,7 op de schaal van Richter nog net binnen dit netwerk geregistreerd wordt. Deze waarde is aan de praktijk getoetst in het geval van een kleine aardbeving bij Geelbroek op 24 mei 1992 met een kracht van 1,6 op de schaal van Richter.

Dat deze beving iets kleiner was dan de detectiegrens kan worden verklaard uit het feit dat de ruis ook in de tijd aanzienlijk kan variëren naar gelang de weersomstandigheden en de mate van menselijke activiteit. Dit laatste komt vooral tot uiting in een behoorlijk ruisverschil tussen de werkuren overdag en de uren tijdens de nacht en in het weekend.

2.6 Gevolgen van aardbevingen

De gevolgen van aardbevingen in de vorm van de veranderingen in het landschap, de mate waarin de beving door personen wordt gevoeld en de schade aan bouwwerken worden als macroseismische verschijnselen aangeduid. De gevolgen worden beschreven in een twaalfdelige intensiteitsschaal. De twee meest gebruikte schalen zijn de vrijwel identieke Modified Mercalli intensiteitsschaal van 1931 en de MSK (Medvedev-Sponheuer-Karnik) intensiteitsschaal van 1964. De schalen worden met enige regelmaat bijgesteld, bijvoorbeeld om aan de gevolgen van veranderende bouwwijze tegemoet te komen. Zo is in 1992 voor Europa de European Macroseismic Scale (EMS) ingevoerd. Deze schaal is in dit rapport gebruikt.

In het algemeen worden de hevigste verschijnselen waargenomen in het epicentrale gebied boven de haard van de aardbeving. De kracht van de beving, de berekende magnitude volgens de schaal van Richter, is echter lang niet altijd bepalend voor de effecten van een beving aan het aardoppervlak. Factoren als diepte van de aardbevingshaard (wereldwijd variërend van 0-700 km, in Nederland van 0-30 km), geologische structuur, geomechanische eigenschappen van de bodem en de aard van de bouwconstructies zijn van grote invloed op de uiteindelijke gevolgen van een aardbeving. Ook speelt de tijdsduur van de bodembewegingen een rol, doordat resonantie-verschijnselen kunnen optreden. Soms kan op enige afstand van het epicentrum meer en andersoortige schade optreden dan in het epicentrale gebied zelf. De relaties tussen intensiteit enerzijds en haarddiepte, epicentrale afstand en bodemversnelling anderzijds, zijn vanwege de grote lokale verschillen onnauwkeurig en worden vaak empirisch bepaald.

3 SEISMOLOGIE NOORD-NEDERLAND

3.1 Seismiciteit Noord-Nederland

Van december 1986 tot en met augustus 1993 zijn in Noord-Nederland, 24 bevingen geregistreerd met magnitudes tussen 1,4 en 2,8 en intensiteiten tot V. De diepte van deze bevingen varieert tussen 1 en 3,5 km. Tabel 1 geeft een overzicht van de belangrijkste parameters van de bevingen zoals tijdstip, locatie, diepte en magnitude. Deze parameters zijn vooral bepaald met het netwerk van seismometers rond Assen en de boorgatseismometers te Finsterwolde (FIN).

Naar aanleiding van een aantal bevingen zijn enquêtes onder de bevolking gehouden. Deze enquêtes hadden ten doel macroseismische gegevens te verschaffen zoals de intensiteit in het epicentrale gebied. Daarnaast zijn de enquêtes nuttig geweest om in een aantal gevallen ook diepte en epicentrum te kunnen schatten daar waar geen of onvoldoende instrumentele gegevens voorhanden waren (zie interne rapporten KNMI naar aanleiding van de bevingen bij Assen, Hooghalen, Purmerend, Emmen, Geelbroek, Eleveld en Middelstum). In figuur 4 is een voorbeeld gegeven van een macroseismische intensiteitskaart. Figuur 5 geeft een overzicht van de epicentra van de geregistreerde bevingen en de ligging van de seismische stations rond Assen en het station Finsterwolde.

In een aantal opzichten vormen de eerste drie aardbevingen, die van Assen, Hooghalen en Purmerend, een uitzondering ten opzichte van de andere bevingen. In de eerste plaats behoren zij in magnitude en intensiteit tot de sterkste aardbevingen van de serie en bovendien zijn dit alle drie bevingen die buiten de rand van de gasvelden gelegen zijn. Het zijn overigens juist deze bevingen die de aanleiding vormden voor deze studie. De aardbeving van Purmerend neemt een solitaire plaats in omdat zich nadien geen andere schokken hebben voorgedaan in hetzelfde gebied. In 1991 is de productie van gas uit het gasveld Middellie beëindigd.

De eerste serie van tien aardbevingen laat een ongebruikelijke verdeling zien van het aantal bevingen per magnitude-klasse. Volgens algemene wetmatigheden in de seismologie zouden er meer kleine bevingen geregistreerd moeten zijn dan in werkelijkheid het geval was. De vraag is dan of dit een eigenschap is van geïnduceerde aardbevingen of dat de lage magnitudes eenvoudigweg niet geregistreerd werden door het verdwijnen van de signalen in de bodemruis.

Naar aanleiding van deze vraagstelling werd door het KNMI de detectiegrens van de stations rond Assen bepaald aan de hand van de ruisconditie ter plaatse. De detectiegrens van het netwerk werd onder gemiddelde bodemruis-omstandigheden berekend op $M_L = 1,7$ voor het centrale deel van het veld Eleveld. De aardbevingen van Geelbroek op 24 mei 1991 met een kracht van $M_L = 1,6$ en van Langelo met $M_L = 1,7$, die onder relatief gunstige ruiscondities geregistreerd zijn, bevestigen de gevonden detectiegrens.

Plaats	Datum	Tijd (UT)	Coördinaten °N.B. °O.L.	"Amersfoort" coördinaten km	Intensiteit ¹ I ₀	Magnitude ² M _L	Diepte km	Opmerkingen ⁵
Assen	26/12/1986	07:47	52.99; 06.55	556.4; 233.0 ± 1	IV-V	2.8	1 ± 0.5	Enquête; WIT, WTS, ENN
Hooghalen	14/12/1987	20:49	52.93; 06.55	549.7; 233.2 ± 1	IV	2.5	1.5 ± 0.5	Enquête; WIT, WTS, ENN
Purmerend	01/12/1989	20:09	52.53; 04.97	504.7; 126.7 ± 1	V	2.7	1.2 ± 0.4	Enquête; WIT, WTS, ENN
Emmen	15/02/1991	02:11	52.77; 06.91	532.5; 258.0 ± 1	III-IV	2.2	3 ± 2	Enquête; WIT, WTS, netwerk Assen 3
Geelbroek I	25/04/1991	10:26	52.95; 06.57	552.2; 234.8 ± 0.2	III-IV	2.6	3.0 ± 0.3	Enquête; WIT, WTS, netwerk Assen
Eiveld I	08/08/1991	04:01	52.96; 06.57	553.2; 234.2 ± 0.2	III-IV	2.7	3.5 ± 0.3	WIT, WTS, netwerk Assen
Middelstum I	05/12/1991	00:24	53.36; 06.66	597.5; 239.6 ± 1	III	2.4	< 2	Enquête; WIT, WTS, netwerk Assen
Geelbroek II	23/05/1992	15:29	52.95; 06.57	552.4; 234.8 ± 0.2	III-IV	2.6	3.1 ± 0.3	WIT, WTS, netwerk Assen
Geelbroek III	24/05/1992	18:00	52.95; 06.57	552.0; 234.5 ± 0.3	II	1.6	-	netwerk Assen
Roswinkel	11/06/1992	17:09	52.85; 07.04	541.5; 266.3 ± 1	III-IV	2.5	1.5 ± 1	Enquête; WIT, WTS, ENN, netwerk Assen
Eiveld II	22/07/1992	23:23	52.96; 06.58	552.8; 234.5 ± 0.2	III	2.4	3.5 ± 0.3	WIT, WTS, ENN, netwerk Assen, FIN 4
Ten Boer	06/12/1992	20:34	53.32; 06.77	593.1; 247.2 ± 2	I	2.0	-	FIN
Slechteren	11/12/1992	13:00	53.22; 06.79	581.8; 248.7 ± 2	I	2.0	-	FIN
Noordbroek	12/02/1993	11:46	53.22; 06.87	582.1; 253.7 ± 2	I	1.4	-	FIN
Langelo	05/03/1993	22:27	53.09; 06.44	568.2; 225.2 ± 1	II-III	1.8	-	Enquête; netwerk Assen, FIN
Hoogezand	12/03/1993	22:12	53.16; 06.79	575.8; 248.6 ± 2	I	1.6	-	FIN
Overschild	26/03/1993	18:34	53.29; 06.80	590.0; 249.1 ± 2	I	1.8	-	FIN
Haren	05/05/1993	20:08	53.14; 06.66	572.8; 240.1 ± 2	I	1.8	-	FIN
Ten Post	14/05/1993	19:39	53.30; 06.76	591.5; 246.5 ± 2	I	1.7	-	FIN
Bedum	27/06/1993	02:09	53.32; 06.66	593.4; 239.7 ± 2	I	1.8	-	FIN
Stecum	27/06/1993	02:57	53.31; 06.70	592.4; 242.5 ± 2	I	1.5	-	FIN
Appingedam	10/07/1993	00:22	53.33; 06.86	594.5; 253.1 ± 2	I	2.2	-	FIN
Loppersum	27/07/1993	13:39	53.35; 06.79	596.9; 248.1 ± 2	I	1.5	-	FIN
Nijenkoopster	23/08/1993	00:51	53.35; 06.83	596.3; 251.3 ± 2	I	1.5	-	FIN

1. Naauwkeurigheid intensiteit ± 0.5 eenheid

3. Het netwerk Assen is sinds 1989 operationeel

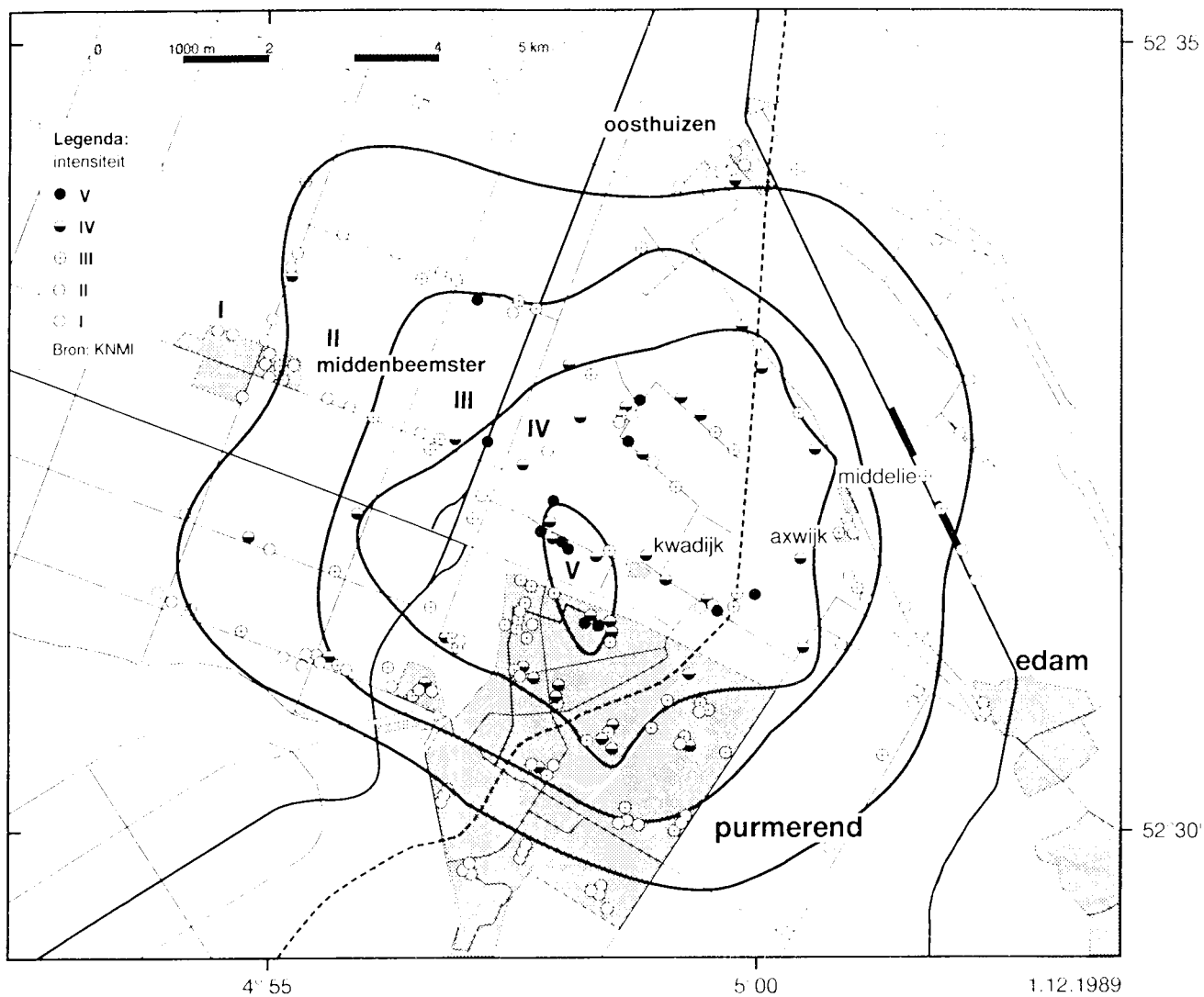
2. Naauwkeurigheid magnitude ± 0.2 eenheid

4. FIN is in juli 1992 permanent gaan registreren

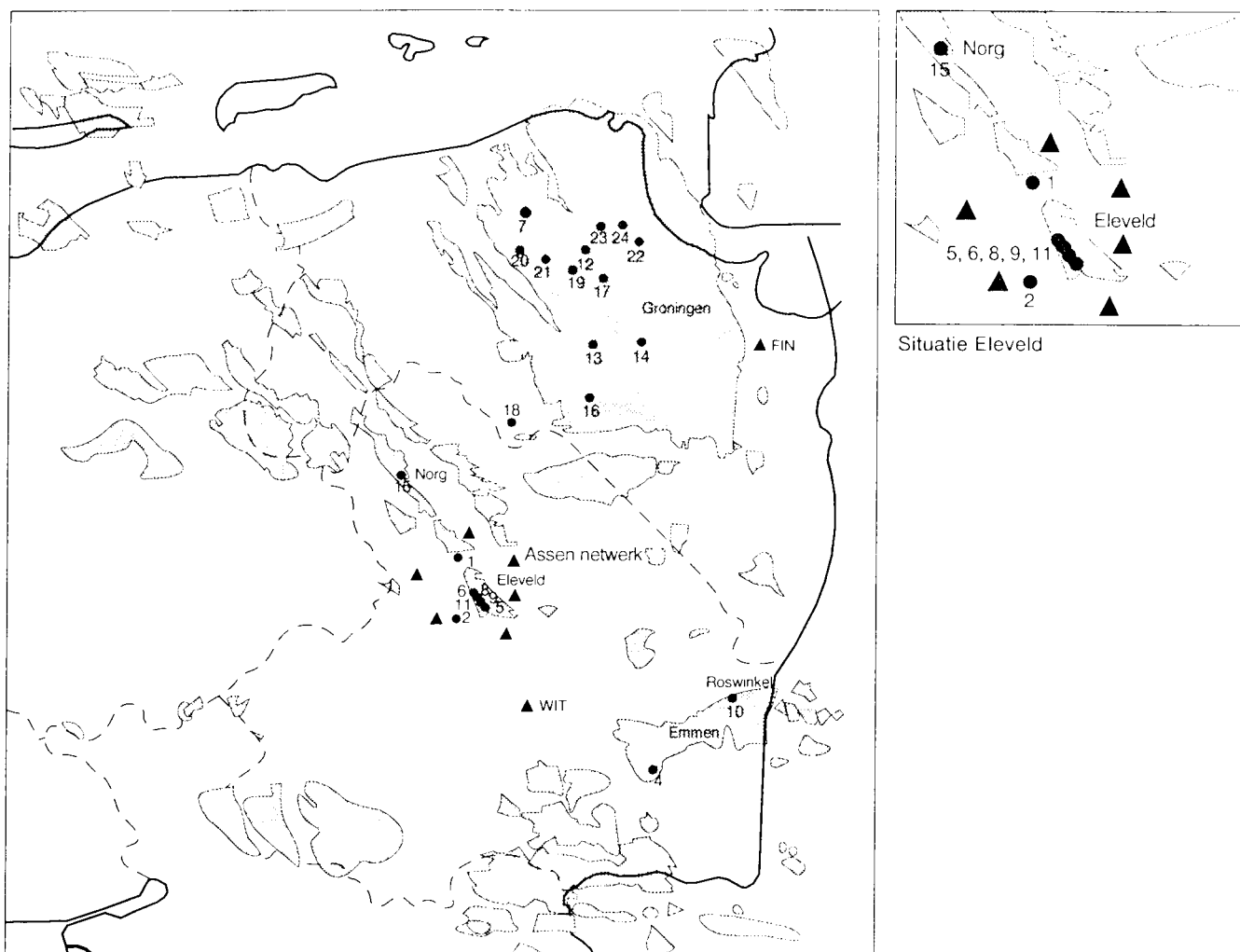
5. In deze kolom zijn de seismische stations aangegeven waar de beving geregistreerd is

6. Het KINMI heeft over de met * gemerkte bevingen meldingen uit het buitenland ontvangen

tabel 1. Overzicht van de geregistreerde aardbevingen in Noord-Nederland tot en met augustus 1993.



figuur 4: Isoleistenkaart van de aardbeving van Pummerend op 1 december 1989. De cirkeltjes geven de geënuquêteerde punten weer.



figuur 5: Epicentra van de geregistreerde bevingen in Noord-Nederland (stippen). De nummers van de aardbevingen zijn terug te vinden in tabel 1. De driehoekjes geven de seismische stations weer, de grijze gebieden zijn gasvelden.

Naar aanleiding van de "ontbrekende" kleine magnitudes werd het boorgatobservatiepunt te Finsterwolde omgezet in een permanent registrerend station. Tabel 1 maakt duidelijk dat Finsterwolde die ontbrekende kleine magnitudes wèl registreert, weliswaar niet in het op grotere afstand gelegen Eleveld waar het probleem het meest evident is, maar in het Groningen veld.

Hoewel de dataset van de aardbevingen tot augustus 1993 nog klein is, lijkt het erop dat elk betrokken gasveld zijn eigen karakteristieke aardbevingen produceert. Deze ervaring is ook in Duitsland opgedaan in de kolenmijnbouw.

Het totaal van de aardbevingen vormt een type verdeling waar de kleine magnitudes wel degelijk goed in vertegenwoordigd zijn, zelfs beter dan het geval is voor Nederland als geheel. (zie figuur 6).

Uit de figuur 6 kan bovendien worden afgelezen dat sinds 1986 de Noordnederlandse seismische activiteit voor magnitudes kleiner dan $M_L = 2,5$ groter is dan die voor Zuid-Nederland als geheel. Dit wordt duidelijk wanneer we de curve voor Nederland extrapoleren naar kleinere magnitudes.

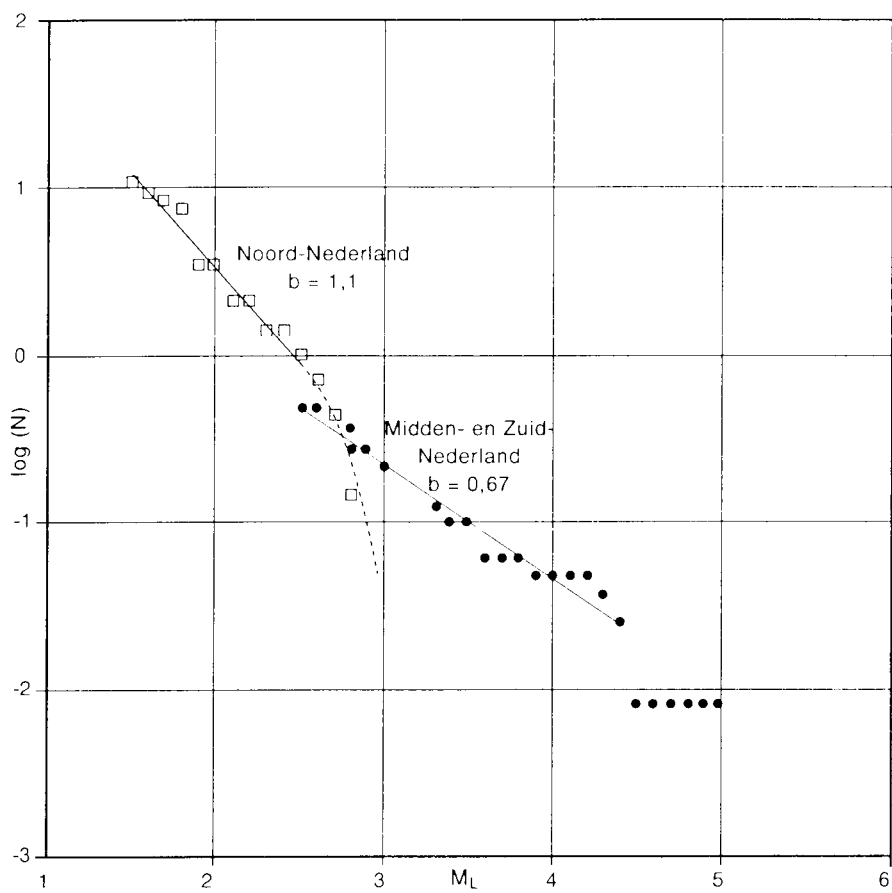
Verder is opmerkelijk aan tabel 1 dat de kleine aardbevingen in sommige gevallen wèl door het publiek zijn gevoeld. In die mate zelfs dat er spontaan melding van werd gemaakt, zoals bijvoorbeeld de bevingen van Langelo en Geelbroek. Terwijl andere sterkere bevingen klaarblijkelijk geen publieke reactie veroorzaakten.

Weliswaar ligt de grens voor Noord-Nederland waarbij een ondiepe aardbeving nog wordt gevoeld in een klein gebied bij ongeveer $M_L = 1,5$ en dus wat lager dan de internationaal aanvaarde grens $M_L = 2,0$. Desondanks zijn er bevingen met magnitudes groter dan 2 die niet door een breed publiek worden opgemerkt, of waarvan door het publiek geen melding wordt gemaakt.

In tabel 1 is voor een aantal aardbevingen de diepte van de haard weergegeven. De nauwkeurige bepaling van de diepte van een aardbeving is niet eenvoudig, omdat deze een functie is van het aangenomen snelheidsprofiel van de bodem. Dit snelheidsprofiel is niet overal nauwkeurig bekend. In het algemeen worden snelheidsprofielen aangenomen die horizontaal gelaagd zijn, maar variaties in laterale zin zijn over het algemeen niet te verwaarlozen, bijvoorbeeld in gebieden waar zoutkussens of zoutdiapieren voorkomen.

Diepe aardbevingen zijn in Noord-Nederland niet voorgekomen. In tegenstelling tot het zuiden van ons land. De diepte is beperkt gebleven tot 3.5 km. Twee diepteniveaus komen algemeen voor: ca. 1 km en 3 km.

Tot slot heeft de inschakeling van het station Finsterwolde geleid tot detectie van een aantal aardbevingen in het centrale deel van het Groningen veld. Daarmee is de veronderstelling ondergraven dat in het centrale deel van grotere gasvelden geen aardbevingen zouden kunnen optreden omdat daar de veranderingen van de spanningen te gering zouden zijn. Weliswaar gaat het hier om kleine magnitudes, de aantallen zijn in vergelijking met de andere velden relatief groot.



figuur 6: Cumulatief jaarlijks aantal aardbevingen als functie van de lokale magnitude voor Nederland en voor Noord-Nederland.

De maximale sterkte van aardbevingen in Zuid-Nederland is aanzienlijk groter dan in Noord-Nederland. De Roermond aardbeving van 13 april 1992 met een kracht van 5,7 op de schaal van Richter is daarvan het meest recente voorbeeld. De amplitudes van de seismische golven als gevolg van van deze aardbeving waren ca. 1000 keer groter dan de sterkste aardbeving in Noord-Nederland. De uitgestraalde energie was zelfs meer dan 10.000 keer groter.

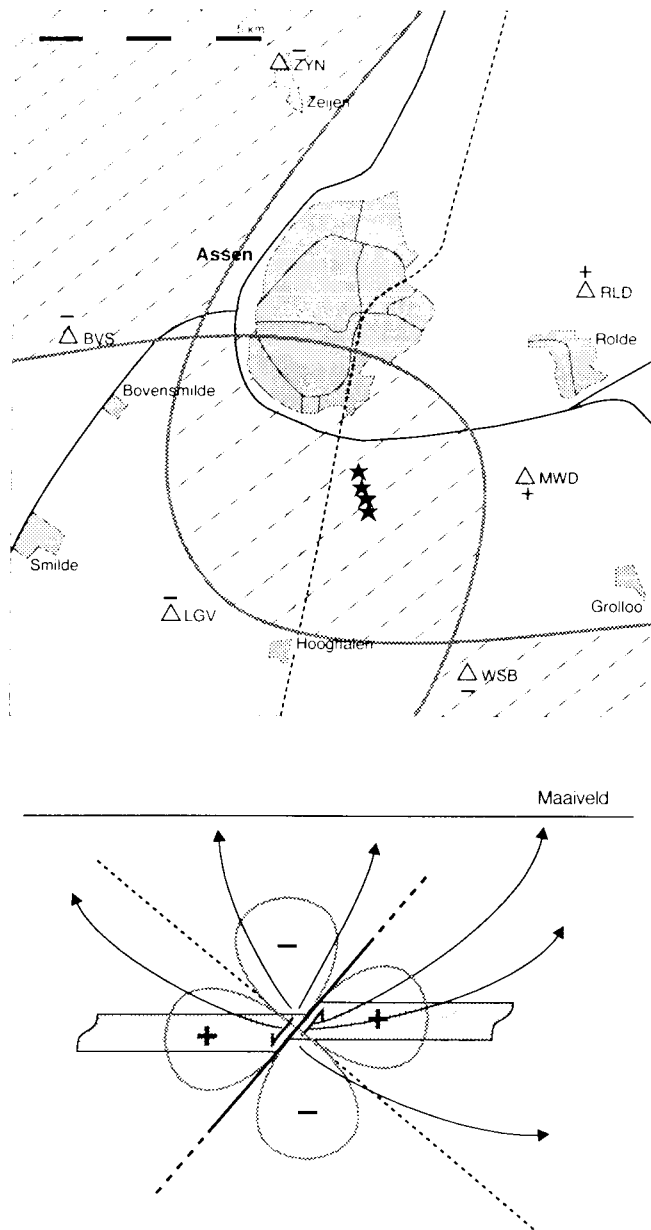
In de catalogus van aardbevingen in Nederland (Houtgast, 1991) worden twee gebeurtenissen beschreven van vóór 1986 in Noord-Nederland. Waarschijnlijk betreft dit geen aardbevingen, maar zijn de opgetreden verschijnselen verbonden met grote stormen (Houtgast, 1987). Er zijn dus geen aardbevingen beschreven in Noord-Nederland vóór de periode van gaswinning. De detectie van aardbevingen is in de loop der jaren sterk verbeterd door meer en betere instrumenten, maar ook door de toename van de bevolkingsdichtheid. Toch zijn niet alle opgetreden aardbevingen waargenomen. De dataset van 24 bevingen in tabel 1 is niet compleet, met name voor kleine magnitudes. Hiermee is rekening gehouden bij de verdere analyse. Overigens is de periode waarin de aardbevingen hebben plaatsgevonden kort en is het aantal bevingen klein om zeer nauwkeurige statistische analyses, zoals de berekening van de maximale te verwachten magnitude uit te kunnen voeren.

3.2 Haardvlakoplossing Eleveld

Voor de vier sterkste aardbevingen in het Eleveld gasveld is de meest complete analyse van de seismogrammen gemaakt. Zo is uit de richting van de eerste uitslagen op de seismogrammen in eerste benadering de haardvlakoplossing bepaald. Deze oplossing geeft aan in welke richting het gesteente langs de breuk verschoven is. Hiermee kunnen dus naast de ligging van de hypocentra nog extra aanwijzingen gevonden worden die de breuk, waarlangs de verschuiving heeft plaatsgevonden, identificeren. De haardvlakoplossing wordt verkregen door het stralingspatroon van de tijdens de beving opgewekte P-golven te reconstrueren (zie figuur 7).

Door een denkbeeldige bol om de aardbevingshaard te leggen zullen de stralen, die de verschillende stations bereiken, de bol op verschillende plaatsen doorsnijden. Door met behulp van een stereografische projectie de onderste helft van de bol af te beelden, is een overzichtelijke tweedimensionale weergave te maken van het stralingspatroon.

De oplossing (zie figuur 7) die op deze wijze verkregen is, sluit goed aan bij de gegevens die uit de geologie ter plaatse bekend zijn. Het gaat om een breuk met een strekking van 140° en hellingshoek van $30-40^\circ$. De gevonden oplossing laat een afschuivend breukgedrag zien waarbij mogelijk ook slipcomponenten in de strekkingsrichting van de breuk opgetreden zijn. Uit het bovenstaande zal duidelijk zijn dat de kwaliteit van de haardvlakoplossing staat of valt met de nauwkeurigheid waarin de stralen van de P-golven naar de bron kunnen worden teruggerekend. Ook hier speelt, net als bij de dieptebepaling van aardbevingen, het snelheidsprofiel van de bodem een doorslaggevende rol. Met name is de invloed van zoutlagen belangrijk omdat deze relatief hoge seismische snelheden hebben.



figuur 7: Haardvlakoplossing Eleveld. In de plattegrond is het gebied waar de P-golven een negatief teken hebben gearceerd. Onder is een dwarsdoorsnede gegeven.

Op kleine verschillen na zijn de seismogrammen van de Eleveld bevingen identiek, dus ook het teken van de eerste beweging op het seismogram. De seismogrammen van het station Laaghalerveen (LGV) vormen in dit opzicht een uitzondering, door zijn ligging op de top van de zoutkoepel Hooghalen. Hierdoor komen bijvoorbeeld de seismische golven in dit station gemiddeld iets eerder aan en bovendien onder een afwijkende hoek. Een tweede complicatie voor dit station is dat het knooppvlak in het stralingspatroon precies in de richting wijst van dit station.

Wanneer de brekingswetten van Snellius worden toegepast op een vlak lagenmodel van de aarde, bestaat er een constante factor tussen de hoek van inval (i) van een seismische golf en de snelheid v_z van het medium ter plaatse dus op een diepte z .

$$\frac{\sin i_z}{v_z} = P \quad (1)$$

De constante factor wordt straalparameter genoemd. Wanneer een aardbeving optreedt in een geologische laag met een seismische snelheid v_z , zullen onder verschillende hoeken seismische golven worden uitgezonden. De straalparameter is dus direct een maat voor de hoek waaronder de stralen de bron verlaten. Wanneer zowel de hoek van inval i als de seismische snelheid van het medium ter plaatse van de seismograaf gemeten worden, is dus de straalparameter P bekend. Op het diepste punt van de straal is $i = 90^\circ$, dus $P = 1/v_z$. De factor $1/P$ geeft dus direct de snelheid van het medium op het diepste punt van de baan. Wanneer het lokaal snelheidsprofiel van de aarde bekend is, is dus duidelijk op welke diepte de straal maximaal geweest is. Wanneer de snelheid van het medium in de bron bekend is bijv. omdat de diepte van de beving is gemeten, is ook de hoek waaronder de straal de bron verlaten heeft bekend.

Uit het bovenstaande blijkt dat voor de bepaling van het haardmechanisme de bepaling van de straalparameter in hoge mate bijdraagt. Dit is een van de redenen waarom seismologen graag een array van opnemers in het horizontale vlak gebruiken i.p.v. een enkele opnemer, omdat met een array van opnemers de schijnbare horizontale snelheid (v_h) gemeten kan worden en daarmee de straalparameter, wanneer de snelheid van het medium zelf bekend is.

Een vergelijkbare analyse is ook mogelijk wanneer de seismometers langs een verticale lijn worden geplaatst, in dit geval wordt de verticale schijnbare snelheid gemeten. Een dergelijke techniek kan worden toegepast in boorgaten.

3.3 Bepaling maximale magnitude voor Noord-Nederland

De verdeling van het aantal aardbevingen naar sterkte wordt gegeven door de Gutenberg-Richter relatie. Dit is een model voor de cumulatieve frequentie en de magnitude:

$$\log N = a - b \cdot M_L \quad (2)$$

waarbij M_L de lokale magnitude is en N het cumulatieve jaarlijkse aantal bevingen.

Dus N geeft aan hoeveel bevingen er jaarlijks zijn opgetreden met een magnitude groter of gelijk aan een gekozen M_L . De coëfficiënten a en b worden berekend met de kleinste kwadraten methode.

De cumulatieve frequentie-magnitude kromme buigt bij een zekere magnitude naar een asymptotische waarde voor de magnitude; dit is de maximaal mogelijke magnitude (M_{max}). Deze maximaal mogelijke magnitude is dus een theoretisch begrip. De waarschijnlijkheid dat deze beving optreedt is theoretisch oneindig klein. De cumulatieve frequentie-magnitude relatie wordt bepaald uit de waargenomen aardbevingen zonder voor- en naschokken. De waarde voor N wordt berekend voor verschillende magnitude-klassen, alleen voor de perioden waarin de data compleet zijn. Zo is bijvoorbeeld door het station FIN de detectiegrens van aardbevingen in Groningen en Noord-Drenthe verlaagd tot $M_L = 1,5$.

Het lineaire deel van de cumulatieve frequentie-magnitude relatie van aardbevingen in Noord-Nederland van 1986-1993 is weergegeven in figuur 8 en wordt beschreven door de uitdrukking:

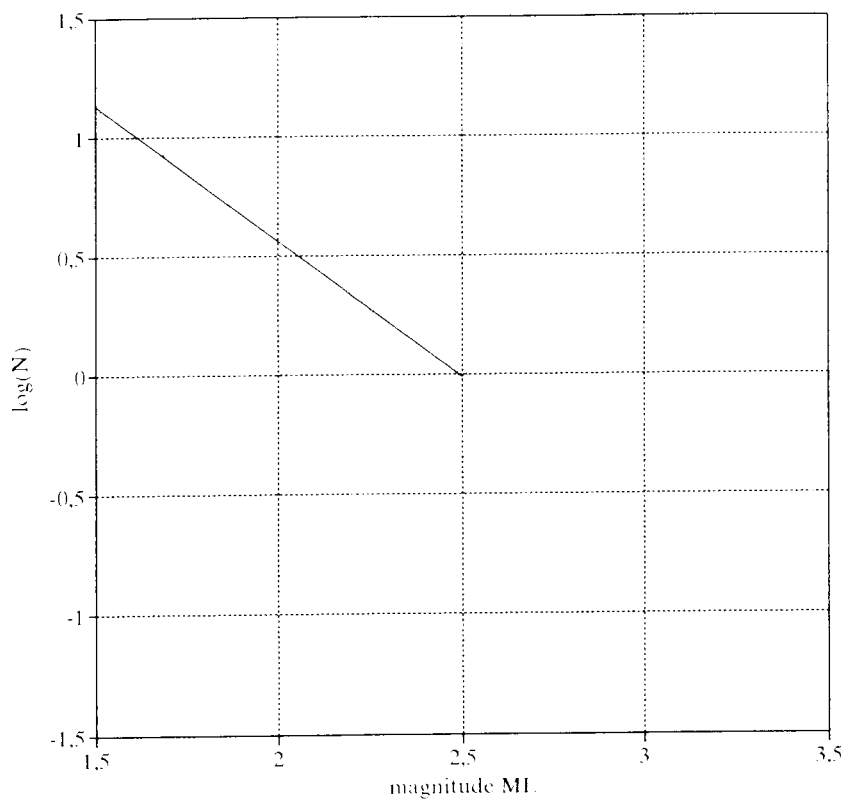
$$\log N = (2,8 \pm 0,1) - (1,1 \pm 0,1) M_L \quad (3)$$

voor $1,5 \leq M_L \leq 2,5$

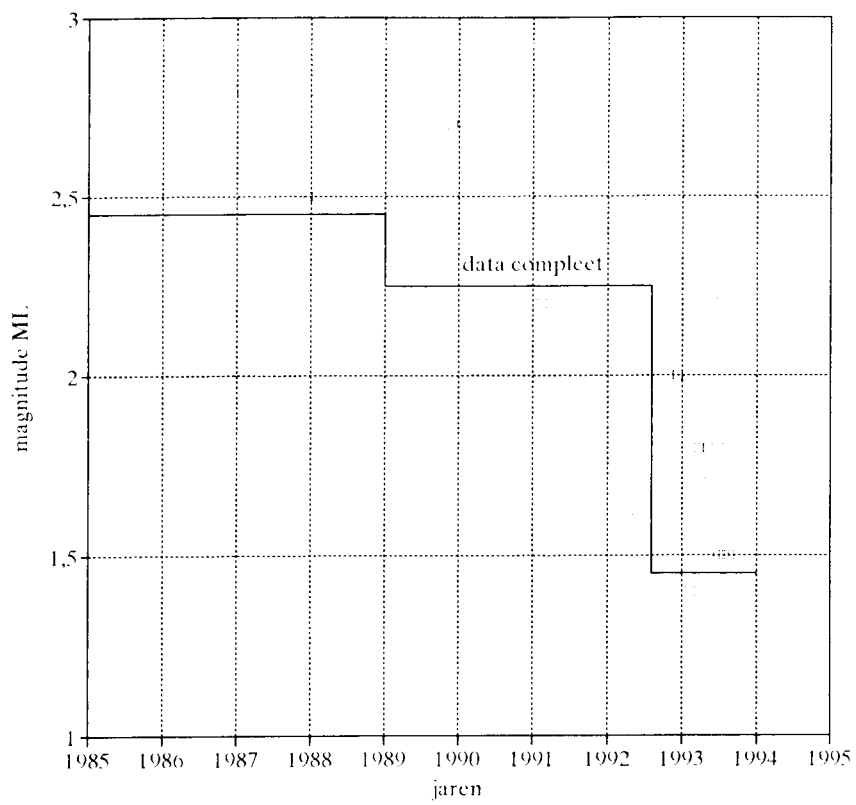
Deze totale curve is gebaseerd op slechts 24 aardbevingen. De onzekerheid in de bepaling van de magnitudes is ca. ± 0.2 magnitude eenheid. Doordat het kleine magnitudes betreft kan geen ijking plaatsvinden van de magnitude voor Noord-Nederland met behulp van buitenlandse stations. De magnitudes zijn bepaald met de methode beschreven in het KNMI rapport "Seismische analyse van de aardbevingen bij Geelbroek op 25 april 1991, Eleveld op 8 augustus 1991 en Middelstum op 5 december 1991", De Bilt, maart, 1992.

Voor de periode vanaf 1986 t/m augustus 1993 zijn de data compleet voor de magnitudes vanaf 2,5 (seismisch netwerk Nederland). Voor de periode 1989 t/m juni 1993 zijn de data compleet voor de magnitudes 2,3-2,4 (netwerk Assen). Voor de periode augustus 1992 t/m augustus 1993 zijn de data compleet voor de magnitudes 1,5-2,2 (boorgatseismometer Finsterwolde). De periodes met de complete data zijn weergegeven in figuur 9.

De berekende b -waarde voor Noord-Nederland is 1.1. De b -waarde voor aardbevingen, die door gaswinning geïnduceerd zijn in de Pyreneeën, is vanaf 1980 tot 1990 gestegen van ongeveer 0.6 tot 1.1 (Volant et al., 1992). De b -waarde voor tektonische aardbevingen in heel Nederland is 0.67 (figuur 6). Er is dus een duidelijk verschil in de b -waarde voor aardbevingen in Noord-Nederland en tektonische aardbevingen in Nederland. De b -waarde voor Noord-Nederland komt overeen met de b -waarde voor aardbevingen in de Pyreneeën die door gaswinning geïnduceerd zijn. In de waargenomen cumulatieve frequentie-magnitude kromme treedt een afbuiging van de kromme naar beneden op voor grotere magnitudes en nadert asymptotisch naar de maximale aardbeving. De maximale beving ligt doorgaans ongeveer $3/4$ magnitude-eenheid voorbij het punt waar de curve afbuigt en is ongeveer $1/2$ magnitude-eenheid groter dan de maximaal waargenomen magnitude. Gebruikmakend van deze twee standaardregels is de maximale magnitude ongeveer 3,3.



figuur 8: Frequentie-magnitude relatie voor Noord-Nederland. N is cumulatieve jaarlijkse aantal bevingen.



figuur 9: Magnitude versus tijd voor Noord-Nederland.

De maximale magnitude voor Noord-Nederland berekend uit de cumulatieve deformatie (de wortel uit de vrijgekomen seismische energie) van opgetreden aardbevingen van 1986-1993 met de methode volgens Makropoulos & Burton (1983) is ongeveer 3,4 (figuur 10). De afstand verticaal gemeten tussen de twee lijnen in figuur 12, die evenwijdig zijn met de stippellijn, bepaalt de maximale magnitude. De helling van de stippellijn is de jaarlijkse gemiddelde deformatie. De seismische data zijn voor de periode 1986-1993 echter niet compleet. Berekenen we de cumulatieve deformatie met een aantal simulaties van aardbevingen uit de cumulatieve frequentie-magnitude kromme van aardbevingen in Noord-Nederland van 1986-1993 dan is de gemiddelde maximale magnitude 3,3 (figuur 11).

De maximaal mogelijke magnitude, die bepaald is met de cumulatieve frequentie-magnitude kromme, is 3,3. De maximaal mogelijke magnitude berekend uit de cumulatieve deformatie is eveneens 3,3.

De beide methodes, die zijn gebruikt voor Noord-Nederland, worden als standaard methodes toegepast voor het berekenen van de maximale aardbeving in een seismotektonische zone, die wordt gedefinieerd door z'n waargenomen seismiciteit, en z'n geologische, tektonische en geofysische karakteristieken. De zone wordt homogeen verondersteld met een constante tektonische spanningsopbouw. De Roerdal-slenk in Zuidoost-Nederland is een voorbeeld van een seismotektonische zone. Een onderverdeling in subzones is niet zinvol. Er zijn dan per subzone te weinig aardbevingen voor een nauwkeurige statistische berekening.

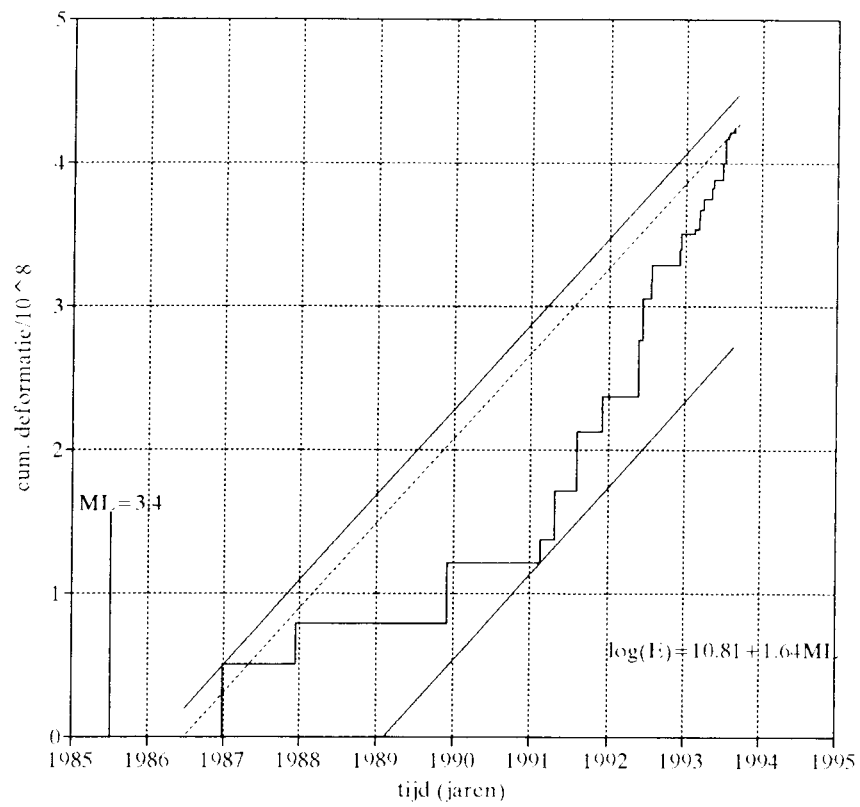
Andere methodes voor het bepalen van de maximale aardbeving, zoals bv. de statistische benadering die gebruik maakt van de extreme-waarden theorie, kunnen hier niet worden toegepast, omdat de aardbevingsreeks te klein is.

3.4 Magnitude-intensiteit relatie Noord-Nederland

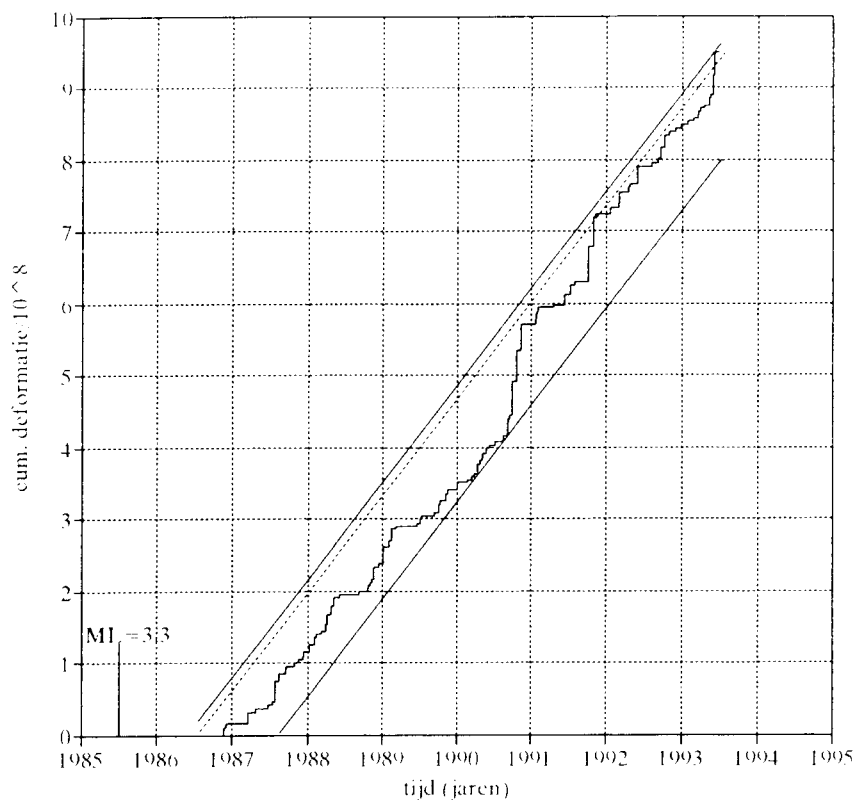
Om de gevolgen van aardbevingen in Noord-Nederland te bepalen geeft de verdeling van de magnitudes onvoldoende informatie. Het begrip intensiteit is in dit verband beter geschikt. De relatie tussen magnitude en de intensiteit in het epicentrale gebied I_0 voor de aardbevingen in Noord-Nederland voor de periode 1986-1993 is weergegeven in figuur 12:

$$I_0 = (-0,9 \pm 0,5) + (1,8 \pm 0,4) M_L \quad (4)$$

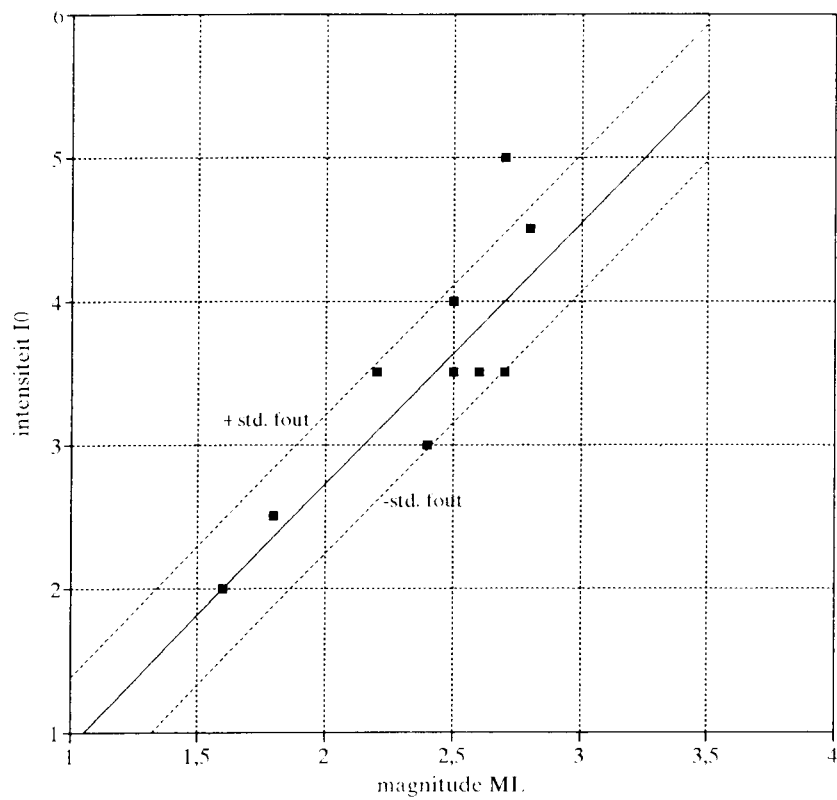
Het epicentrale gebied waarin I_0 wordt waargenomen is voor ondiepe aardbevingen klein, in de orde van enkele vierkante kilometers. De spreiding van de meetwaarden in figuur 12 wordt voor een klein deel veroorzaakt door meetfouten in de magnitude- en intensiteitsbepaling van een beving. Voor een groot deel is de spreiding het gevolg van de verschillende dieptes waarop de bevingen plaatsvonden en de variatie in bodemgesteldheid.



figuur 10: Deformatie versus tijd voor Noord-Nederland.



figuur 11: Simulatie deformatie versus tijd voor Noord-Nederland.



figuur 12: Magnitude-intensiteit relatie voor Noord-Nederland.

De aardbeving van Purmerend in 1989 met $M_L = 2,7$ en intensiteit V vormt in dit verband een aardig voorbeeld, waarbij de geringe haarddiepte (1.2 km) en de ongeconsolideerde sedimenten ter plaatse een verklaring vormen voor de relatief grote intensiteit. Wanneer de relatie tussen magnitude en intensiteit wordt gebruikt voor de extrapolatie naar grotere magnitudes is de spreiding die in figuur 12 kan worden afgelezen dus van essentieel belang.

Voor de theoretisch maximale magnitude 3,3 is de bijbehorende intensiteit gemiddeld dus ongeveer V. Deze spreiding is groter dan een 1/2 intensiteitseenheid en is in figuur 12 aangegeven met een stippellijn. Het is gebruikelijk dat bij de intensiteit de spreiding wordt opgeteld voor een schatting van de maximaal te verwachten intensiteit. De maximale intensiteit is dus V-VI.

Een intensiteit V-VI wil zeggen dat gevolgen zoals beschreven bij intensiteit V voorkomen maar dat ook in enkele gevallen gevolgen met een intensiteit VI te verwachten zijn. De verschijnselen worden waargenomen in het overgangsgebied tussen intensiteit V en VI.

Voor tektonische aardbevingen in Nederland tot 1992 geldt de relatie voor $1 < M < 6$ (figuur 13):

$$I_0 = (-1,15 \pm 0,48) + (1,51 \pm 0,08) M_L \quad (5)$$

Uit de relaties (4) en (5) volgt dat voor gelijke magnitude de intensiteit volgens formule (4) hoger is dan volgens formule (5). Dit komt door de gemiddelde diepte van de aardbevingen, die voor Noord-Nederland lager is (ongeveer 2.2 km) dan voor Nederland als geheel (ongeveer 13 km).

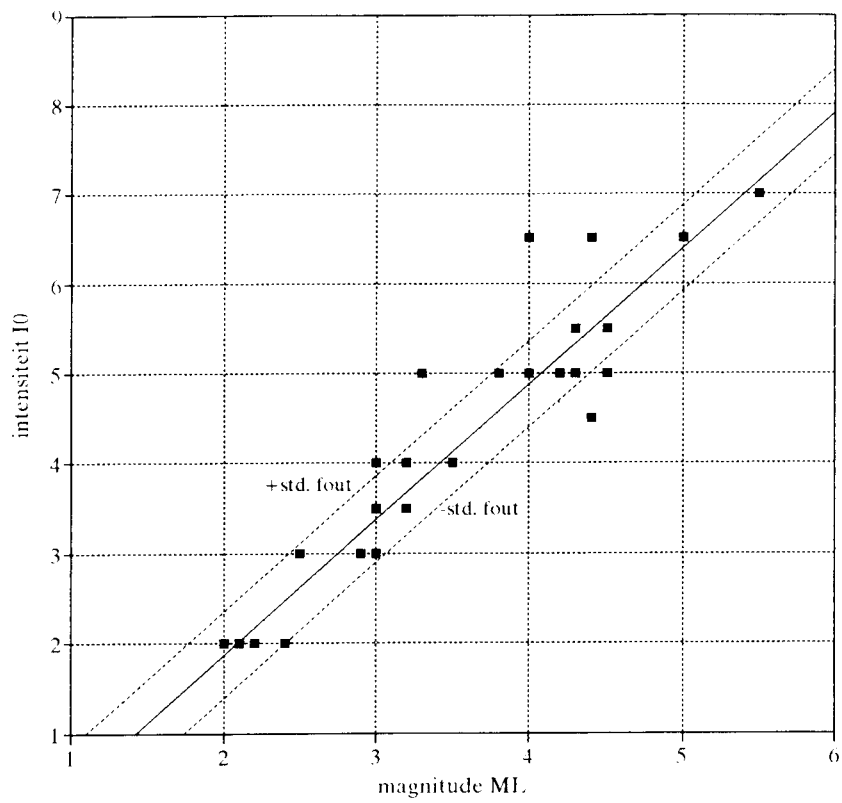
3.5 Schade als gevolg van aardbevingen in Noord-Nederland

3.5.1 EMS schaal

De schade als gevolg van aardbevingen kan worden beschreven met de European Macroseismic Scale (EMS schaal, up-dated MSK-schaal) 1992.

Bij intensiteit V treedt er verwaarloosbare tot lichte schade op aan weinig gebouwen en bij intensiteit VI treedt er verwaarloosbare tot lichte schade op aan veel gebouwen en matige schade aan weinig gebouwen (zie onderstaande omschrijving uit de EMS schaal).

Dus bij maximaal mogelijke intensiteit V-VI treedt er verwaarloosbare tot lichte schade op aan betrekkelijk veel gebouwen en matige schade aan zeer weinig gebouwen.



figuur 13: Magnitude-intensiteit relatie voor Nederland.

EMS scale*Intensity V. Strong*

- a) *The earthquake is felt indoors by most, outdoors by few. A few people are frightened and run outdoors. Many sleeping people awake. Observers feel a strong shaking or rocking of the whole building, room or furniture.*
- b) *Hanging objects swing considerably. China and glasses clatter together. Small, top-heavy and/or precariously supported objects may be shifted or fall down. Doors and windows swing open or shut. In a few cases window panes break. Liquids oscillate and may spill from well-filled containers. Animals indoors may become uneasy.*
- c) *Damage of grade 1 to a few buildings.*

Intensity VI. Slightly damaging

- a) *Felt by most indoors and by many outdoors. A few persons lose their balance. Many people are frightened and run outdoors.*
- b) *Small objects of ordinary stability may fall and furniture may be shifted. In few instances dishes and glassware may break. Farm animals (even outdoors) may be frightened.*
- c) *Damage of grade 1 is sustained by many buildings; a few suffer damage of grade 2.*

Definition of quantity

few 0-20%
many 10-60%
most 50-100%

Classification of damage

The way in which a building deforms under earthquake loading depends on the building type. As a broad categorisation one can group together masonry buildings and buildings of reinforced concrete.

Masonry buildings

Grade 1: Negligible to slight damage (no structural damage)

- hair-line cracks in very few walls;*
- fall of small pieces of plaster only;*
- fall of loose stones from upper parts of buildings in very few cases only.*

Grade 2: Moderate damage (slight structural damage, moderate non-structural damage)

- cracks in many walls;*
- fall of fairly large pieces of plaster;*
- parts of chimneys fall down.*

Buildings of reinforced concrete

Grade 1: Negligible to slight damage (no structural damage)

- fine cracks in plaster over frame members and in partitions.*

Grade 2: Moderate damage (slight structural damage, moderate non-structural damage)

- hair-line cracks in columns and beams;*
- mortar falls from the joints of suspended wall panels;*
- cracks in partition walls;*
- fall of pieces of brittle cladding and plaster.*

De EMS schaal geldt voor heel Europa. In Nederland wordt ongetwijfeld beter gebouwd dan gemiddeld in Europa, waardoor bovengenoemd schadeverhaal waarschijnlijk iets te hoog is ingeschat. Maar toch is bij intensiteit V-VI lichte schade (niet-structureel) aan gebouwen niet uit te sluiten. De bouwwijze is in belangrijke mate mede bepalend voor de omvang van de schade. In Nederland wordt er bij het bouwen geen rekening wordt gehouden met aardbevingen (NEN 6702).

Bovengenoemde schade is gekoppeld aan de maximaal mogelijke intensiteit V-VI en is dus tevens de maximaal mogelijke schade die kan optreden. De kans dat deze schade optreedt is zeer klein (theoretisch oneindig klein). Volgens de EMS schaal treedt er pas schade op bij intensiteiten vanaf V. Bij intensiteit V treedt verwaarloosbare tot lichte schade (niet-structureel) op aan weinig gebouwen. Bij een magnitude van 3.0 hoort een conservatieve afschatting van intensiteit V volgens formule (3). De herhalingsstijd van magnitude 3.0 is ongeveer 100 à 1000 jaar. Een en ander betekent dat de kans dat er lichte schade optreedt in Noord-Nederland kleiner is dan ongeveer 1% tot 0,1% per jaar.

3.5.2 Duitse normen

Met de Nederlandse norm NEN 6702 kan de schade alleen worden bepaald uit de intensiteiten (zie punt 3.5.1, EMS schaal). Met de Duitse normen DIN 4149 en DIN 4150 kan de schade ook worden bepaald uit de snelheden gemeten aan gebouwen. Deze normen zijn toegepast voor Noord-Nederland.

Het verband tussen intensiteiten (MSK schaal, een recente voorloper van de EMS schaal), aardbevingszones en horizontale piekversnellingen gemeten aan bouwwerken (a_0) volgens de Duitse norm DIN 4149, deel 1 zijn weergegeven in tabel 2. In deze tabel zijn de reductiefactoren voor drie verschillende bouwklassen ook volgens de Duitse norm DIN 4149, deel 1 in elke aardbevingszone vermeld. In beide tabellen zijn de waarden voor de aardbevingszone A_{vb} , 0_a en 0_b verkregen door lineaire extrapolatie.

intensiteit (MSK schaal)	V	VI		VII		VIII	
aardbevingszone	A_{vb}	0_a	0_b	1	2	3	4
versnelling (cm/sec ²)	6	10	16	25	40	65	100

tabel 2. Verband intensiteit (MSK schaal), aardbevingszone en horizontale piekversnelling gemeten aan bouwwerken.

bouwklasse	aardbevingszone						
	A_{vb}	0_a	0_b	1	2	3	4
1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8
2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0

tabel 3. Reductiefactoren.

Als bouwgrondfactor wordt de grootste factor 1.4 voor losse ondergrond aangenomen. De horizontale piekversnellingen (a) in tabel 4 zijn berekend met de formule:

$$a = a_0 * \text{reductiefactor} * \text{bouwgrondfactor} \quad (6)$$

waarbij a_0 = horizontale piekversnelling gemeten aan bouwwerken.

bouwklasse	aardbevingszone						
	A_{vh}	0_a	0_b	1	2	3	4
1	2	4	9	18	34	64	112
2	3	6	11	21	39	73	126
3	3	7	13	25	45	82	140

tabel 4. Horizontale piekversnellingen aan bouwwerken (cm/sec²).

Voor een sinusvormig signaal geldt:

$$v_{\max} = 10 * a_{\max} / (6.28 * f) \quad (7)$$

waarbij v = snelheid (mm/sec), a = versnelling (cm/sec²) en f = frequentie in Hz.

De energie-inhoud van de signalen van de waargenomen aardbevingen in Noord-Nederland ligt voornamelijk tussen de frequenties 3 en 10 Hz voor $M_L \leq 2$. Voor de maximaal te verwachten magnitude 3,3 ligt de energie-inhoud tussen de frequenties 1 en 10 Hz (Schneider, 1975; Hurtig & Stiller, 1984).

Voor $f = 1$ Hz zijn de snelheden in mm/sec berekend in tabel 5. Voor hogere frequenties zijn de snelheden volgens formule (7) kleiner.

bouwklasse	aardbevingszone						
	A_{vh}	0_a	0_b	1	2	3	4
1	3	6	14	29	54	101	178
2	5	10	18	33	62	116	201
3	5	11	21	40	72	131	223

tabel 5. Horizontale pieksnelheden aan bouwwerken (mm/sec).

Bij een maximaal te verwachten intensiteit V-VI zijn de horizontale pieksnelheden aan bouwwerken voor de bouwklassen 1, 2 en 3 resp. ongeveer 4,7 en 8 mm/sec. De horizontale pieksnelheden aan bouwwerken liggen dus tussen 4 en 8 mm/sec bij intensiteit V-VI. Volgens de Duitse norm DIN 4150, deel 3 treedt er geen vermindering van de gebruikswaarde van gebouwen op als de waarden in tabel 6 niet worden overschreden. De waarden in tabel 6 worden bij een maximaal te verwachten intensiteit V-VI overschreden voor "Ziele 2 en 3" en er treedt dan mogelijk lichte schade op.

Er is onzekerheid in de berekende snelheden aan gebouwen. De vertaalslag van intensiteiten naar versnellingen en de berekening van snelheden uit versnellingen veroorzaakt fouten. Bovendien zijn de Duitse normen misschien niet volledig toepasbaar voor Noord-Nederland.

Ziele	Gebäudeart	Anhaltswerte für die Schwinggeschwindigkeit (mm/sec)			
		Fundament			Deckenebene des obersten Vollgeschosses
		Frequenzen			alle Frequenzen
		<10 Hz	10-50 Hz	50-100 Hz ¹⁾	
1	Gewerblich genutzte Bauten, Industriebauten und Ähnlich strukturierte Bauten	20	20 - 40	40 - 50	40
2	Wohngebäude und in ihrer Konstruktion und/oder ihrer Nutzung gleichartige Bauten	5	5 - 10	15 - 20	15
3	Bauten, die wegen ihrer besonderen Erschütterungsempfindlichkeit nicht denen nach Ziele 1 und 2 entsprechen und besonders erhaltenswert (z.B. unter Denkmalschutz stehen) sind.	3	3 - 8	8 - 10	8

¹⁾ Bei Frequenzen über 100 Hz dürfen mindestens die Anhaltswerte für 100 Hz angesetzt werden.

tabel 6. Anhaltswerte für die Schwinggeschwindigkeit (mm/sec).

De eigenfrequentie van een gebouw is een belangrijke factor voor het optreden van schade. Als de frequentie van het aardbevingssignaal overeenkomt met de eigenfrequentie van het gebouw kunnen er resonantieverschijnselen optreden. Volgens DIN 4150, deel 3 wordt de eigenfrequenties van gebouwen met vijf verdiepingen en hoger bepaald met de formule:

$$\text{eigenfrequentie} \approx 10/n \text{ in Hz} \quad (8)$$

waarbij n = aantal verdiepingen.

Bij meer dan vijf verdiepingen is de eigenfrequentie dus lager dan 2 Hz, bij minder dan vijf verdiepingen is de eigenfrequentie hoger.

In hoeverre de hierboven geschetste gevolgen ook daadwerkelijk zullen optreden is onzeker. De resultaten zijn verkregen uit een statistische extrapolatie van de voorhanden zijnde seismische gegevens. Wanneer meer data beschikbaar komen, kunnen er nauwkeuriger schattingen van de gevolgen gemaakt worden.

3.6 Boorgatseismometers

Door het plaatsen van een seismometer in een boorgat kan de storende invloed van bodemruis worden gereduceerd. De fysische achtergrond van deze reductie is gelegen in het feit dat de meeste ruisbronnen hun energie uitzenden in de vorm van seismische oppervlaktegolven en veel minder in de vorm van longitudinale of transversale golven. Uitstraling van energie in de vorm van oppervlaktegolven betekent bovendien dat de afname van de amplitude een lineair verloop heeft met de afstand terwijl voor P of S golven de amplitude kwadratisch met de afstand tot de bron afneemt.

Een karakteristieke eigenschap van oppervlaktegolven is dat de amplitude van de trillingen exponentieel afneemt met de diepte onder het aardoppervlak. De karakteristieke diepte waarbij de amplitude met een factor twee gereduceerd is, komt overeen met de golflengte van de golf. De golflengtes worden kleiner bij een toenemende frequentie en bij een lagere voortplantingssnelheid in de bodem.

Uit het bovenstaande komt dus naar voren dat boorgatseismometers effectiever zijn bij hoge frequenties en in een bodem met lage seismische snelheden zoals sedimenten. Voor de detectie van kleine aardbevingen in het frequentiegebied van 1 Hz tot 50 Hz kan over het algemeen worden volstaan met boorgaten tot dieptes van 300 meter. Hoewel diepere boorgaten experimenteel uitgetest zijn, weegt de te verwachten winst vaak niet meer op tegen de sterk verhoogde kosten van aanleg.

Tegenover de voordelen die boorgatseismometrie zonder twijfel met zich meebrengt staat een aantal nadelen. In de eerste plaats vervalt een deel van de winst door de lagere bodemruis, doordat ook de seismische trillingen op enige diepte een kleinere amplitude hebben. Door de kleinere dichtheid net onder het oppervlak en de ongebonden beweging van het oppervlak in verticale zin zijn de amplitudes van seismische signalen aan het oppervlak een factor 2 tot 3 groter. Dit komt door de reflectie van aardbevingssignalen aan het oppervlak van de aarde, en door de geringere seismische snelheden van de oppervlaktelagen. Deze effecten zijn echter niet zo sterk dat het netto effect teniet gedaan wordt. De signaal-ruis verhouding neemt over het algemeen toe met de diepte. Een tweede nadeel van boorgatseismometrie kan zijn dat zich aan het boorgat verwante resonanties voordoen waardoor de seismogrammen minder goed te interpreteren zijn. Dit bezwaar kan goed opgevangen worden door het boorgat na de installatie van de seismometers weer op te vullen. De consequentie is dan wel dat de seismometer in de bodem achterblijft.

3.7 Boorgatseismometer Finsterwolde

Zoals uit de algemene inleiding al duidelijk naar voren is gekomen is de plaatsing van een seismometer in een boorgat een effectieve methode om bodemruis te onderdrukken. Ervaring van onderzoekers leert dat reducties in ruis van een factor 50 mogelijk zijn bij een frequentie van 10 Hz, bij lagere frequenties is de winst kleiner overeenkomstig een eenvoudig theoretisch model. Zo is bij 1 Hz nog slechts een winst van een factor 5 te behalen. Een en ander hangt sterk af van de geomechanische eigenschappen van de bodem ter plaatse.

Het uitgangspunt van het experiment is dus de bestudering van de bodemruis die met de diepte afneemt. Met name de variatie van de bodemruis in tijd is belangrijk, zo is de ruis in de winter sterker evenals gedurende een werkdag. De noodzaak tot het experiment is gelegen in de voorbereiding tot een effectief ontwerp van seismische netwerken die bedoeld zijn om aardbevingen in een bepaald gebied zo zorgvuldig mogelijk te registreren.

Het netwerk van 6 seismometers rond Assen heeft in dit verband model gestaan voor de registratie in een gebied van ca. 100 km². Voor het volgen van kleine aardbevingen in een veel groter gebied zou de oplossing, zoals die in 1987 voor het gasveld Eleveld is gekozen, niet voldoen. Bovendien heeft het netwerk rond Assen geleerd dat horizontale seismometers als aanvulling op de verticale instrumenten noodzakelijk zijn. Daarnaast is gebleken hoe belangrijk het is de seismometers gevoelig te maken voor hoge frequenties tot 25 Hz.

Het Finsterwolde experiment heeft naast de bepaling van de bodemruis in een later stadium ook de bedoeling gehad om te verifiëren of ook zeer kleine aardbevingen, kleiner dan magnitude 2, door de boorgatseismometers gedetecteerd konden worden. Dit is met name gedaan omdat er geen kleine aardbevingen met het Assen netwerk geregistreerd werden zoals theoretisch op grond van de Gutenberg-Richter relatie wel te verwachten was. Het spreekt vanzelf dat deze twee onderwerpen ten nauwste met elkaar verbonden zijn. De verhouding van ruis en signaal bepaalt of kleine bevingen wel of niet geregistreerd worden.

3.8 Uitvoering

Het boorgatexperiment werd uitgevoerd in verschillende stadia. Allereerst is een bescheiden ruisonderzoek verricht in de provincie Groningen. De keuze op deze provincie werd mede bepaald doordat hier de ruiscondities als ongunstig werden verondersteld door de kleine afstand tot de Noordzee. Bovendien was er het expliciete verzoek van de provincie Groningen enigermate het Groningenveld seismisch te volgen.

Het boorgat is geplaatst bij een NAM locatie in verband met de aanwezige infrastructuur. De locatie Finsterwolde waar de NAM de ondiepe compactie van de bodem meet, voldeed aan alle gestelde criteria t.a.v. ruis en infrastructuur. In december 1991 is door de Fa. Haitjema een boorgat gemaakt met een diepte van 300 meter en een diameter van 30 cm waarin een snoer van 15 gefoons is neergelaten. De 15 gefoons zijn gegroepeerd in 5 eenheden van 3 gefoons, 2 horizontaal en 1 verticaal op dieptes van 0, 75, 150, 225 en 300 meter. Om de kosten van het experiment zo laag mogelijk te houden is het boorgat nadat de gefoons zijn neergelaten weer gevuld met grind en klei.

Weliswaar zijn de gefoons nu verloren maar de kosten van het aanbrengen van een "casing" en de installatie van een mechanisme om de gefoons vast te zetten aan de "casing" zijn groter dan de kosten van de gefoons of de productie van een "kaal" boorgat.

3.9 Ruismetingen

In figuur 14 is de bodemruis in Finsterwolde op verschillende dieptes weergegeven. In alle gevallen is een monotone afname in ruis te zien bij hogere frequenties. Deze afname wordt zeer algemeen waargenomen in ruisstudies. Belangrijk is dat naar mate de seismometers zich dieper onder het oppervlak bevinden de afname met de frequentie groter wordt. Zo is er bij 2 Hz een ruis reductie van gemiddeld een factor 5 tussen oppervlakte instrumenten en de instrumenten op 300 meter, maar bij 20 Hz bedraagt de ruisreductie gemiddeld een factor 30.

Het is opvallend dat de reductie in ruis al op een diepte van 75 meter zeer substantieel is. Bovendien is de variatie in de ruis van de oppervlakte seismometers veel groter dan voor de overige instrumenten. De variatie is tijd-afhankelijk als gevolg van de veranderlijkheid van weer en wind enerzijds, de verkeersdrukte en de industriële activiteit anderzijds. Op enkele zeer rustige momenten zoals een windstille zomernacht bereikt de ruis van de oppervlakte instrumenten waarden die voor de overige instrumenten op grotere diepte gemiddeld zijn. Naast de geleidelijke veranderingen in ruisniveau, fluctueert de ruis ook op korte tijdschalen. Dit zijn typisch die gevallen waar de ruisbron, zoals voorbijrijdende auto's en landbouwmachines, zich dicht bij de seismometers bevindt. De signalen van deze bronnen bereiken zelden het 300 meter niveau. Dit laatste geldt echter niet voor verstoringen van atmosferische aard; sterke luchtdruk variaties, 'sonic booms'. Doordat deze verstoringen zich uitstrekken over een veel groter gebied dan de puntbelastingen, zoals bij verkeer, dringen deze atmosferische verstoringen ook wat dieper door in de bodem. Hoewel de kans klein is dat deze verstoringen interfereren met aardbevingssignalen kunnen zij in de meeste gevallen wel aanleiding geven tot valse detecties door het automatische detectiesysteem.

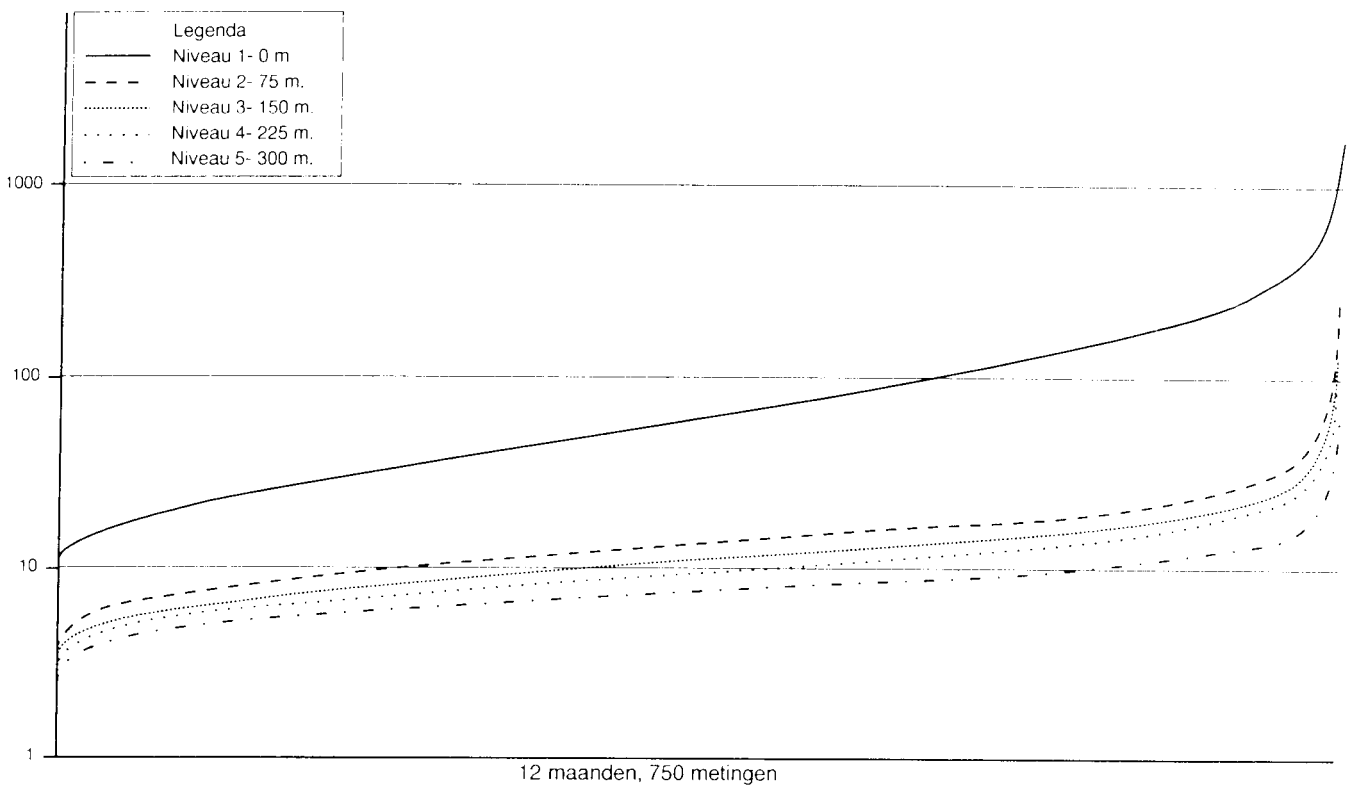
3.10 Gedetecteerde aardbevingen door de boorgatseismometers

Allereerst heeft het seismometersysteem in Finsterwolde de aardbeving bij Eleveld op 22/07/92 gedetecteerd met een kracht van 2,4 op de schaal van Richter.

Daarmee is de reikwijdte van de seismometers bij Finsterwolde in elk geval goed vast te stellen. Het signaal is geregistreerd met een goede signaal/ruis verhouding. Naast het signaal van de Eleveld beving is een 13-tal andere seismische signalen door de boorgatseismometer te Finsterwolde geregistreerd in de periode van augustus 1992 t/m augustus 1993. Enkele van deze lokale schokjes zijn door de bevolking waargenomen. De kracht van de schokken varieerden van 1,4 tot 2,4 op de schaal van Richter.

Door gebruik te maken van de horizontale instrumenten kon de richting van het seismisch signaal worden vastgesteld. Bovendien kon door gebruik te maken van alle instrumenten de plaats worden vastgesteld. De nauwkeurigheid van deze hypocentrumbepaling is weliswaar niet erg groot, maar geeft toch een redelijke indicatie van de afstand van de aardbeving.

Belangrijk in dit verband is de nauwkeurige bepaling van de seismische snelheden als functie van de diepte. Deze gegevens zijn door de NAM verzameld op basis van exploitatie onderzoek in het Groningen veld.



figuur 14: De bodemruis in Finsterwolde voor de vijf niveau's waarop zich seismometers bevinden. Op de horizontale as zijn 750 metingen van de ruis uitgezet van links naar rechts in oplopende waarden. De verticale as geeft de effectieve waarde van de ruis in digitale counts. 10 counts komt overeen met een bodembeweging van 10 nm. Omdat de 750 metingen regelmatig over twaalf maanden verdeeld hebben plaatsgevonden, geeft de curve de verdelings functie van de bodemruis.

3.11 Gedetecteerde bevingen in de periode van september t/m november 1993

In de periode van september t/m november 1993 zijn door de boorgatseismometer in Finsterwolde de volgende vier aardbevingen geregistreerd:

Plaats	Datum	Magnitude M_s
Oldenzijl	04/09/1993	1,9
Middelstum	22/09/1993	2,4
Slochteren	25/09/1993	1,9
Slochteren	23/11/1993	2,5

Deze bevingen zijn in deze seismische analyse niet meegenomen.

4 REFERENTIES

Brune J.N., 1970 Tectonic stresses and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J.Geophys.Res.*, vol.75, pp.4997-5009.

Deutsche norm DIN 4149, teil 1, April 1881 Bauten in deutschen Erdbebengebieten, Lastannahmen, Bemessung und Ausführung üblicher Hochbauten. Beuth Verlag GmbH, Berlin, 14 Seiten.

Deutsche norm DIN 4150, teil 3, Mai 1986 Erschütterungen im Bauwesen, Einwirkungen auf bauliche Anlagen. Beuth Verlag GmbH, Berlin, 6 Seiten.

Grünthal G. (ed.), 1993 European Macroseismic Scale 1992 (up-dated MSK-scale). Published in *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, vol.7, pp.79, Luxembourg.

Houtgast G., 1987 The reliability of some weak historical earthquakes in The Netherlands, KNMI memorandum GO-87-07 (ongepubliceerd manuscript).

Houtgast G., 1991 Aardbevingen in Nederland, catalogus van aardbevingen t/m 1990. KNMI publicatie 179, pp.166 .

Hurtig E., H. Stiller, 1984 Erdbeben und Erdbebengefährdung. Akademie Verlag, Berlin, pp.328.

Makropoulos K.C., P.W. Burton, 1983 Seismic risk of Circum-Pacific Earthquakes, I. Strain energy release. *PAGEOPH.*, vol.121, no.2, pp.247-267.

Schneider G., 1975 Erdbeben, Entstehung, Ausbreitung, Wirkung. Enke Verlag, Stuttgart, pp.406.

Volant P. et al., 1992 b-Value, aseismic deformation and brittle failure within an isolated geological object: Evidences from a dome structure loaded by fluid extraction. *Geophysical research letters*, vol.19, no.11, pp.1149-1152.